MARCIN SŁOWIK

Procesy kształtujące koryto rzeczne na przykładzie dolnego odcinka Obry

WYDAWNICTWO NAUKOWE UAM

Procesy kształtujące koryto rzeczne na przykładzie dolnego odcinka Obry

UNIWERSYTET IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU
SERIA GEOGRAFIA NR 76

MARCIN SŁOWIK

Procesy kształtujące koryto rzeczne na przykładzie dolnego odcinka Obry

WYDAWNICTWO NAUKOWE

POZNAŃ 2007

ABSTRACT. Słowik Marcin, *Procesy kształtujące koryto rzeczne na przykładzie dolnego odcinka Obry* [Processes forming river bed: the example of the lower course of the Obra River]. Adam Mickiewicz University Press. Seria Geografia nr 76. Pp. 169. Figs. 62. Tables 16. ISBN 978-83-232179-3-0. ISSN 0239-7560. Text in Polish with a summary in English.

Main research problem of the study was to determine the influence of erosion and accumulation processes on temporal variations of sediment transport intensity in the lower course of the Obra River near Międzyrzecz (Western Poland). The character of erosion and deposition mechanisms, which influenced forming meander bends within investigated section of the Obra River valley, was analyzed. On the basis of lithological variability of alluvial sediments, migration phases of the Obra River bed were singled out. Besides, the study showed that there is dependence between lithology of alluvial deposits and its chemical composition and that it was possible to distinguish chemical lithofacies referring to different types of sedimentary environment. The analysis of temporal variations of intensity of bed-load, suspended and dissolved material transport allowed to calculate the amount of sediment transport in period of systematic hydrological observations (1971–1991) at Międzyrzecz water-gauge. Calculation of intensity of bed-load transport afforded possibility to compare changes in river bed configuration and grain-size changes of river bed sediments in various hydrological conditions.

Marcin Słowik, Centrum Turystyki i Rekreacji, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań, Poland; e-mail: slowikgeo@poczta.onet.pl

Recenzent: prof. dr hab. Wojciech Froehlich

© Marcin Słowik 2007

Fotografie na okładce
strona I – Fragment koryta Obry w obrębie obszaru badań (fot. M. Słowik)
strona IV – Fragment dna doliny Obry w okresie występowania wysokich stanów wody (fot. M. Słowik)

Redaktor: Katarzyna Muzia

Redaktor techniczny: Dorota Borowiak

ISBN 978-83-232179-3-0
ISSN 0239-7560

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIWERSYTETU IM. ADAMA MICKIEWICZA
W POZNANIU, UL. F. NOWOWIEJSKIEGO 55, 61-734 POZNAŃ
Dział sprzedaży: tel. 061 829 39 79, fax 061 829 39 80
www.press.amu.edu.pl e-mail: press@amu.edu.pl

Wydanie I. Nakład 200 egz. Ark. wyd. 13,00. Ark. druk. 10,625.

ESUS DRUK CYFROWY
POZNAŃ, UL. WIERZBIĘCICE 35

SPIS TREŚCI

1. Przedmiot badań i problem badawczy pracy 7
2. Położenie geograficzne i przebieg doliny Obry 11
3. Stan dotychczasowych badań geomorfologicznych na obszarze Obniżenia Obry 14
4. Stan badań nad procesami erozji i akumulacji zachodzącymi w dolinach rzek .. 18
5. Metodyka badań 22
6. Budowa geologiczna Obniżenia Obry 30
7. Geomorfologia Obniżenia Obry 39
8. Budowa geologiczna dna badanego odcinka doliny Obry na przykładzie wykonanych przekrojów geologicznych 49
   8.1. Analiza zmienności wybranych pierwiastków chemicznych w osadach aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry 68
   8.2. Zmienność zawartości chromu w osadach dna doliny Obry 83
9. Charakterystyka współczesnych procesów korytowych badanego odcinka Obry .. 88
   9.1. Charakterystyka hydrologiczna Obry 88
   9.2. Zestawienie badań nad określeniem wielkości transportu fluwialnego 95
   9.3. Zmiany wielkości transportu materiału wleczonego w korycie Obry 100
   9.4. Transport materiału zawieszonego w korycie Obry 121
   9.5. Transport materiału rozpuszczonego w korycie Obry 137
10. Model migracji koryta Obry 149

Podsumowanie 156

Bibliografia 160

Processes forming river bed: the example of the lower course of the Obra River (Summary) 167

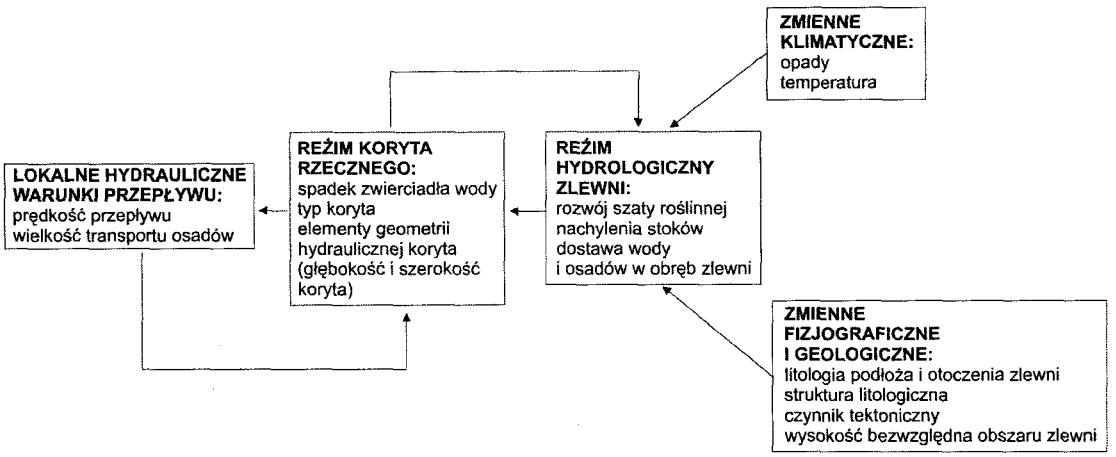
1

Przedmiot badań i problem badawczy pracy

Dla geomorfologów i sedymentologów najbardziej interesującym procesem zachodzącym w rzekach jest przepływ wody i towarzyszące mu procesy transportu oraz sedymentacja osadów. Stanowią one konsekwencję zachodzących procesów erozji i akumulacji, których zmiany natężenia kształtują rzeźbę terenu (Allen, 1977). Wielkość transportu rumowiska i jego zmienność w czasie należą do podstawowych zmiennych opisujących współczesny obieg materii w geoekosystemach zlewni rzecznych, a szerzej ujmując - również stan środowiska i jego zmiany w czasie (Młynarczyk, 1996).

Zmiany wielkości transportu osadów są wynikiem oddziaływania procesów erozji i akumulacji, zachodzących w korycie rzecznym i na obszarze zlewni. Funkcjonowanie tych procesów daje efekt w postaci wykształcenia się określonego typu koryta rzecznego, którego migracja jest jednym z czynników decydujących o kształtowaniu morfologii dna doliny. Czynniki wpływające na rozwój koryta i dna doliny rzecznej przedstawiono za pomocą koncepcji funkcjonowania sytemu rzecznego Allena (1977) (ryc. 1). Należą do nich czynniki klimatyczne (wielkość opadów i temperatura) oraz fizjograficzne (wysokość bezwzględna badanego obszaru) i geologiczne (litologia, struktura osadów podłoża zlewni, tektonika obszaru).

Wpływają one na składowe reżimu hydrologicznego zlewni (*basin-wide hydrological regime*), do których należy rozwój szaty roślinnej, nachylenie stoków oraz mechanizm dostawy wody i osadów. Czynniki te wpływają na reżim koryta rzecznego (*fluvial regime*), na który składają się jego parametry hydrauliczne oraz typ koryta. Warunkują one lokalne hydrauliczne warunki przepływu oraz natężenie transportu osadów. Autor przedstawianej teorii podkreśla, że w dużych skalach czasowych powinno się uwzględniać związki między reżimem hydrologicznym zlewni, reżimem koryta rzecznego i warunkami hydraulicznymi przepływu (Allen, 1977).



Ryc. 1. Koncepcja funkcjonowania systemu rzecznego według J.R.L. Allena (1977)

Badania wyżej przedstawionych czynników kształtujących środowisko rzeczne stanowić mogą podstawę do konstrukcji modeli opisujących je, a także zależności, jakie między nimi zachodzą (Rotnicki, 1996, w: Młynarczyk, 1996). Modele te służą do poprawnego wykrycia i interpretacji zdarzeń minionych, utrwalonych w zapisie geologicznym. Z drugiej strony, jedynie analiza współczesnych procesów dokonana na tle dłuższej, geologicznej skali czasowej zdarzeń przeszłych stanowi racjonalną podstawę do predykcji zdarzeń przyszłych (Rotnicki, 1996, w: Młynarczyk, 1996).

Badania dotyczące koryt i dolin rzecznych odnoszą się do procesów kształtujących koryto rzeczne w przeszłości (Kozarski, Rotnicki, 1978; Gonera, 1986; Rotnicki, Młynarczyk, 1989; Passmore, Macklin, 2000; Starkel, 2001) lub do procesów współczesnych (Kaniecki, 1974; Allen, 1977; Knighton, 1977; Młynarczyk, 1986, 1987; Moody, Troutman, 1999; Paige, Hickin, 2000). Przedmiotem badań autora był fragment dolnego odcinka doliny rzeki Obry, usytuowany 3 km na północny zachód od Międzyrzecza, w pobliżu miejscowości Św. Wojciech. Podjęto próbę określenia właściwości przeszłego i obecnego funkcjonowania procesów erozji i akumulacji. Efektem działalności tych procesów są zmiany wielkości transportu materiału wleczonego, zawieszonego i rozpuszczonego. Badania prowadzone w dolinie rzeki Obry stanowią próbę analizy zmian zachodzących w środowisku pod względem zmienności natężenia transportu rumowiska w korycie rzecznym, zmian chemizacji wód oraz migracji koryta rzecznego w warunkach wzrastającej antropopresji.

Głównym problemem badawczym było określenie **oddziaływania procesów erozji i akumulacji na zmiany transportu rumowiska w dolinie rze-**

ki Obry w okolicach Międzyrzecza. W celu realizacji powyższego problemu badawczego:

1. **Określono zmienność litofacjalną osadów budujących aluwialne wypełnienie dna doliny Obry w okolicach Międzyrzecza.** Na podstawie wcześniejszych prac (Rotnicki, Młynarczyk, 1989) dokonano wydzielenia litofacji osadów aluwialnych reprezentujących określone typy środowiska korytowego i pozakorytowego.

2. **Podjęto próbę wyznaczenia zależności pomiędzy litologią aluwiów Obry a zmiennością ich składu chemicznego.** Opierając się na stwierdzonych zależnościach, podjęto próbę wydzielenia grup geochemicznych osadów.

3. **Przeprowadzono analizę zmian natężenia transportu materiału wleczonego.** Wielkości transportu materiału wleczonego obliczono dla okresu objętego pomiarami hydrologicznymi. Podjęto próbę wyznaczenia zależności między natężeniem transportu rumowiska a zmianami ukształtowania dna koryta.

4. **Przedstawiono charakter zmienności transportu zawiesiny dla różnych stanów wody w korycie rzecznym.** W wybranych latach hydrologicznych, w miesiącach półrocza letniego i zimowego, porównano wielkość odprowadzanego ładunku zawiesiny. Podjęto próbę określenia przyczyn zmian koncentracji materiału zawieszonego w badanych przekrojach poprzecznych.

5. **Określono zależności między przepływem wody a koncentracjami jonów wapnia, sodu, chlorków, potasu i fosforanów.** Dokonano wstępnego określenia czynników, które wpływają na zmiany ich koncentracji.

6. **Podjęto próbę skonstruowania modelu migracji koryta rzeki Obry,** który stanowił podsumowanie wcześniejszych wyników badań. Opierając się na poznanych zmiennościach litologicznych aluwiów Obry i datowaniach osadów metodą C^{14}, wyznaczono fazy migracji koryta Obry.

*

Praca stanowi część programu badań zatytułowanego „Natężenie transportu rumowiska w korycie rzeki nizinnej na przykładzie dolnego odcinka Obry", kierowanego przez prof. UAM dr. hab. Zygmunta Młynarczyka. Fundusze na ten cel udzielił Komitet Badań Naukowych w ramach Projektu Badawczego nr P04/1215.

Panu prof. dr. hab. Karolowi Rotnickiemu dziękuję za możliwość uczestnictwa w seminariach Zakładu Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu.

Panu prof. dr. hab. Jerzemu Siepakowi, kierownikowi Zakładu Analiz Wody i Gruntu UAM, dziękuję za konsultacje i możliwość korzystania z laboratorium.

Pani dr Hannie Elbanowskiej dziękuję za pomoc przy wykonywaniu analiz chemicznych metodą miareczkowania. Dziękuję również Panu dr. Tadeuszowi Sobczyńskiemu za pomoc w wykonaniu analiz chemicznych metodą absorpcyjnej spektrometrii atomowej, Panu mgr. Lechowi Kaczmarkowi za pomoc w wykonaniu zdjęcia tachymetrycznego obszaru badań, Panu mgr. Grzegorzowi Borkowskiemu za pomoc w wykonaniu analiz granulometrycznych oraz Panu mgr. Aleksiejowi Artyszukowi, Panu Przemysławowi Bielerzewskiemu i Panu Rafałowi Bielerzewskiemu za pomoc w badaniach terenowych.

2

Położenie geograficzne i przebieg doliny Obry

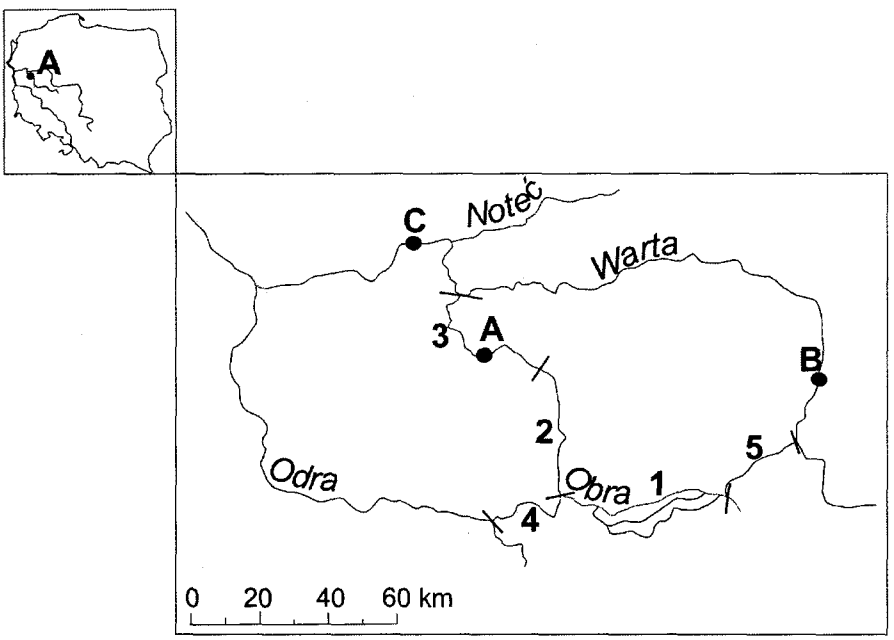
Dolina rzeki Obry przebiega przez środkową i zachodnią część Niziny Wielkopolskiej, wykorzystując na blisko jednej trzeciej swej długości fragment Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (ryc. 2). Jest to największy ciek wodny między Wartą a Odrą. Dorzecze Obry graniczy z dorzeczami: Warty (od wschodu i północy), Odry (od zachodu) i Baryczy (od południa). Długość rzeki wynosi 253,3 km, a powierzchnia dorzecza 4,02 tys. km^2. Naturalne ujścia Obry znajdują się w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej koło miejscowości Cigacice (do Odry; ryc. 2, odcinek 4) oraz koło Skwierzyny (do Warty; ryc. 2, odcinek 3).

Źródła Obry znajdują się na wysokości 145 m n.p.m. we wsi Obra Stara, w połowie drogi między Jarocinem a Koźminem. W swoim górnym biegu rzeka wykorzystuje przebiegającą równoleżnikowo Pradolinę Żerkowsko-Rydzyńską (Bartkowski, 1957; Krygowski, 1961). W dalszym swoim biegu Obra ujęta jest w kanał z systemem śluz i przepustów. Dotyczy to przebiegającego południkowo odcinka rzeki od Wieszkowa do Kościana oraz następującego po nim odcinka równoleżnikowego, przebiegającego przez obszar Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (ryc. 2, odcinek 1). Obra jest tam rozdzielona na trzy kanały: północny, środkowy i południowy.

W okolicach Chwalimia Obra skręca w kierunku północnym i płynie przez rozległą równinę sandrową, określaną jako Sandr Nowotomyski (ryc. 2, odcinek 2). Spadek zwierciadła wody jest tu bardzo mały (0,08%) ze względu na występowanie jezior przepływowych (jeziora: Chobienickie, Grójeckie, Nowowiejskie, Zbąszyńskie, Lutol, Młyńskie, Wielkie). Drugą przyczyną jest nachylenie powierzchni sandrowej ku południu. Obra jako jedyna rzeka na tym obszarze płynie w kierunku przeciwnym do nachylenia powierzchni sandrowej – z południa na północ (Tomaszewski, 1965).

W dalszym swoim biegu, na odcinku pomiędzy Rybojadami a Polickiem, koryto Obry charakteryzuje się przebiegiem zbliżonym do prostoliniowego.

Szerokość doliny wynosi tu około 200–250 m. Taki układ koryta rzecznego jest prawdopodobnie efektem prac hydrotechnicznych (przekopanie szyi meandrowych w okolicach Siercza). Zmiany te ilustrują mapy z lat 1895 i 1934. Od południa granicę doliny Obry na opisywanym odcinku stanowi Wał Bukowiecki (zbudowany z gliny zwałowej i glacitektonicznie zaburzonych osadów trzeciorzędowych). Natomiast północną granicę wyznacza rozległy obszar kemowy (Bartkowski, 1956).



Ryc. 2. Przebieg Obry w jej środkowym i dolnym odcinku (Kościan–Skwierzyna)

Poszczególne odcinki wydzielono wg Tomaszewskiego (1965): 1 – odcinek Kościan–Kargowa (Pradolina Warszawsko-Berlińska), 2 – odcinek Kargowa–Policko, 3 – odcinek Policko–Skwierzyna, 4 – bifurkacja Obry (ujście do Odry koło Cigacic), 5 – ujście do Warty (Kanał Mosiński); A – Międzyrzecz, B – Poznań, C – Gorzów Wlkp.

Kolejny odcinek rzeki, między Polickiem a Skwierzyną (ryc. 2, odcinek 3) znajduje się na obszarze Obniżenia Obry. Charakteryzuje się ono nieckowatym kształtem o kierunku NW–SE, co nawiązuje do stwierdzonego przez Kowalską (1960) podplejstoceńskiego obniżenia sprzed ostatniego zlodowacenia. Począwszy od miejscowości Policko aż do ujścia Obra jest rzeką meandrującą. Śladami występowania tego procesu również w przeszłości są odcięte zakola i paleomeandry. Odcinek doliny Obry przed Bledzewem zo-

stał zalany w wyniku budowy zapory wodnej na początku XX wieku. W swoim ujściowym odcinku, na północ od miejscowości Bledzew, Obra jest nadal rzeką meandrującą. Ostatnie 5 km jej biegu, przed ujściem do Warty, przypada na obszar zajęty przez terasy Warty w obrębie Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Tomaszewski, 1965).

3

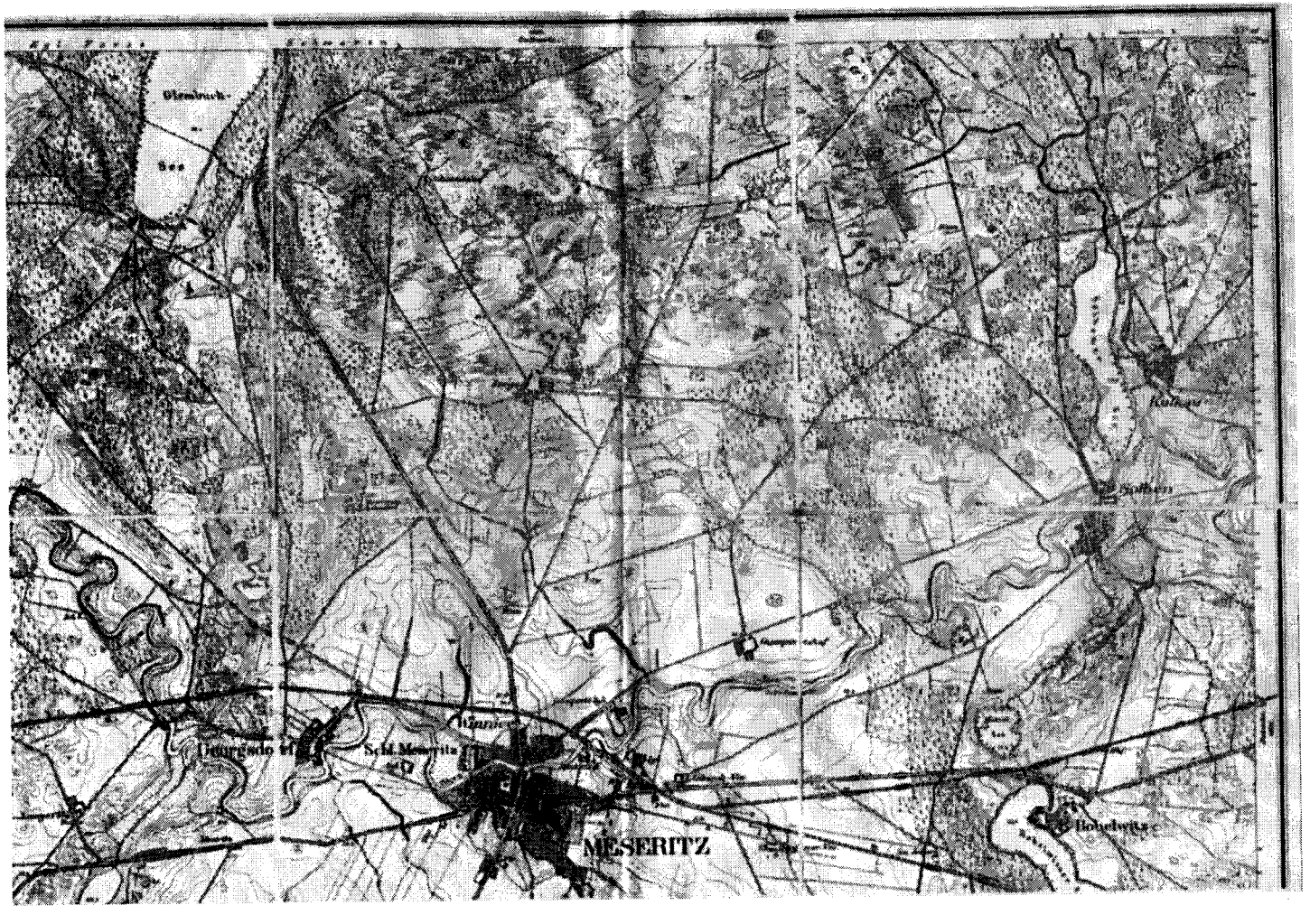
Stan dotychczasowych badań geomorfologicznych na obszarze Obniżenia Obry

Pierwszych informacji o układzie koryta Obry i obszarach otaczających rzekę dostarczają opracowania kartograficzne. Należy do nich mapa użytkowania gruntów w okolicach Międzyrzecza z 1780 r. (ryc. 3). Charakterystyczną cechą jest zorientowanie mapy w kierunku południowym. Z tego powodu układ koryta Obry jest „odwrócony" w stosunku do późniejszych opracowań kartograficznych. Inna, młodsza dokumentacja to pruska mapa topograficzna z 1894 r. w skali 1 : 25 000 (ryc. 4).

Pierwsze badania geologiczne i geomorfologiczne na obszarze Obniżenia Obry były prowadzone przez badaczy niemieckich. Dotyczyły one budowy geologicznej ozów Rybojadzkiego i Rańskiego, zorientowanych poprzecznie w stosunku do biegu doliny rzeki Obry na południowy wschód od miejscowości Policko (Schild, 1906, w: Tomaszewski, 1965). Przedmiotem badań niemieckich autorów był również Oz Gorajsko-Pszczewski, położony we wschodniej części Obniżenia Obry (Wahnschaffe, 1924; Dammer, 1931, w: Bartkowski, 1956). Analizowano również budowę geologiczną Basenu Międzyrzeckiego oraz miąższość osadów czwartorzędowych (Freystedt, 1908; Jentsch, 1912; Solger, 1928; Dammer, 1931, w: Bartkowski, 1956).

Kolejne badania dotyczyły charakteru deglacjacji okolic Międzyrzecza i związanych z nią mechanizmów powstawania poszczególnych form terenu (baseny zastoiskowe, terasa kemowa, ozy, rynny glacjalne) (Bartkowski, 1956). Autor ten opisał budowę geologiczną i ukształtowanie powierzchni dolnego odcinka doliny Obry. Podjął także próbę określenia warunków, w jakich kształtował się dolny odcinek doliny Obry po ustąpieniu lądolodu (Bartkowski, 1956). Prowadził również badania nad budową geologiczną i genezą kemów na wschód od Pszczewa (Bartkowski, 1959).

Granica
Granica
Granica



Ryc. 4. Pruska mapa topograficzna 1 : 25 000, arkusz Meseritz: Konigliche Preussische Landes-Aufanhme 1893. Herausgegeben 1895

Strefa marginalna to nie wyraźna linia postoju, ale szeroki pas, w którym lądolód »zamierał« powierzchniowo w wyniku działania ablacji. Zatem w czasie recesji lądolód na obszarze Niziny Wielkopolskiej zamierał wielkimi powierzchniami. Była to deglacjacja arealna, a nie frontalna".

Charakterystyka geomorfologiczna doliny rzeki Obry została przedstawiona przez Tomaszewskiego (1965). Zwrócił on uwagę na wykorzystywanie przez Obrę w jej górnym i środkowym biegu pradolin o starszych założeniach. Na terenach położonych na wschód od Obniżenia Obry Stankowski (1968) dokonał rozpoznania budowy geologicznej oraz określił genezę Wału Lwówecko-Rakoniewickiego. Stwierdził, że na tym obszarze zręby starszego krajobrazu „przebijają" jedynie przez cienką pokrywę osadów ostatniego zlodowacenia. Te typy rzeźby terenu Stankowski (1968) określa jako reprodukowanie starszego krajobrazu w młodej rzeźbie. Podobne wnioski wypływają z budowy innych form terenu. Jako przykład mogą posłużyć opisywane przez Bartkowskiego (1970) poziomy wysoczyznowe w południowej i środkowej Wielkopolsce, a także opisane niżej badania Żyndy (1967) na Wysoczyźnie Lubuskiej (1967). Autor analizował na tym obszarze budowę struktur glacitektonicznych, pochodzących ze starszych zlodowaceń. Wyróżnił także szereg poziomów sandrowych powstałych w trakcie recesji lądolodu z fazy leszczyńskiej do fazy poznańskiej.

4

Stan badań nad procesami erozji i akumulacji zachodzącymi w dolinach rzek

Pierwsze opisy zmian koryta rzecznego, zawierające dokonywane przez człowieka przekształcenia, miały miejsce w końcu XIX w. (Clemens, 1884, w: Gregory, 1977). Na początku XX w. pojawiły się prace podkreślające znaczenie wpływu człowieka (regulacja koryta, zabudowa hydrotechniczna) na zmiany zachodzące w morfologii koryta rzecznego (Sonderreger, 1935, w: Gregory, 1977). Dalsze badania poświęcone były: określeniu parametrów charakteryzujących te zmiany (Leopold, Maddock, 1953, w: Allen, 1977), analizie zakresu przepływów, przy wystąpieniu których erodowany jest brzeg koryta (Wolman, 1959, w: Hughes, 1977), określeniu wpływu „uzbrojenia" dna koryta gruboziarnistym materiałem na ograniczenie procesu erozji osadów w obrębie koryta (Pickup, 1977) oraz zmniejszenie wielkości transportu rumowiska (Allen, 1977).

W dalszych badaniach Schumm (1969, w: Gregory, 1977) i Thornes (1977a) analizowali wpływ właściwości osadów budujących brzegi na kształt koryta i tempo jego migracji. Drugi z wymienionych autorów podkreślił znaczenie „wartości progowych". Zmiany w zlewni rzecznej mogą nastąpić jedynie w przypadku przekroczenia określonych wartości progowych i mogą zachodzić w sposób gwałtowny i nieciągły (Thornes, 1977b). Wartości progowe odnoszono również do wartości objętości przepływu, przy wystąpieniu której w zakolach meandrowych zachodzi wzmożony proces erozji (Hughes, 1977). Z innych badań wynika, że większość „pracy" wykonywanej przez rzeki dokonuje się podczas zdarzeń o średniej wielkości intensywności, ale o dużej częstości występowania (Wolman, Miller, 1960; Leopold, Wolman, Miller, 1964, w: Knighton, 1977). Stosunkowo duże zmiany ukształtowania i położenia koryta mogą zachodzić bez konieczności występowania zdarzeń ekstremalnych (Leopold, Wolman, Miller, 1964, w: Knighton, 1977; Dury,

1977). W przeprowadzonych badaniach stwierdzono, że rodzaj osadu budującego zarówno brzegi, jak i dno koryta posiada znaczący wpływ na jego parametry hydrauliczne (Simons, Albertson, 1960, w: Huang, Nanson, 1998). Badacze ci dokonali również podziału koryt rzecznych, przyjmując jako kryterium budujące je osady. Zaobserwowano także, że w przypadku występowania brzegów zbudowanych z trudno rozmywalnych osadów koryto rzeczne wykazuje tendencje do zwężania się i pogłębiania, natomiast przy brzegach podatnych na erozję jest ono szersze i płytsze (Huang, Warner, 1995). Inni autorzy podkreślają, że nie tylko rodzaj osadu, ale również lokalizacja i rodzaj wegetacji roślinnej wpływają na parametry geometrii koryta (Andrews, 1984, w: Huang, Nanson, 1998). Stwierdzili oni, że budowa litologiczna brzegów w połączeniu z rodzajem roślinności je zasiedlającym wpływa przede wszystkim na szerokość koryta, a w dalszej kolejności na jego głębokość i powierzchnię przekroju (Huang, Nanson, 1998). Prowadzono również badania nad: wpływem sztucznie wprowadzanych określonych gatunków roślin na zmiany zachodzące w korycie rzecznym (Rowntree, Dollar, 1999), zmianami pionowego rozkładu prędkości przepływu w korycie o zarośniętym dnie (Carollo i in., 2002) oraz oddziaływaniem pni drzew zalegających w korycie na zmiany przepływu (Haehnel, Daly, 2004).

Zwrócono również uwagę na ważną rolę procesów rozmycia powodziowego i erozji wirowej w kształtowaniu dna koryta oraz cech teksturalnych aluwiów rzeki Prosny (Młynarczyk, 1986, 1987; Rotnicki, Młynarczyk, 1989). W korycie Renu podczas wezbrania stwierdzono wzrost oporu przepływu, związany ze zwiększeniem się parametrów wydmowych form dna (Julien i in., 2002). Zaobserwowano tu również „efekt histerezy", polegający na dalszym powiększaniu się form wydmowych już podczas zmniejszania się objętości przepływu przy opadającej fali wezbrania. Zmiany ukształtowania dna koryta podlegają regularnym oscylacjom, co świadczyłoby o pulsacyjnym, falowym sposobie transportu osadów w korycie rzecznym w przeszłości (Passmore, Macklin, 2000) oraz we współczesnych korytach rzecznych (Paige, Hickin, 2000). Szczegółowej analizie poddawane były warunki hydrauliczne przepływu wody, występujące w momencie podtapiania równiny zalewowej. Stwierdzono, że zmiany wartości naprężenia ścinającego w strefie brzegowej nie zachodzą liniowo. Wynikiem tego jest proces erozji, który może doprowadzić do powstania kanałów ulgi (Babayean-Koopaei i in., 2002).

Ważnym etapem badań nad procesami zachodzącymi w korycie rzecznym było poznanie czynników wpływających na boczną migrację koryta i rozwój zakoli meandrowych. Opierając się na wartości krytycznej stosunku promienia krzywizny meandru do szerokości koryta, wyznaczono tempo migracji bocznej koryta (Hickin, 1974). Na podstawie analizy kształtu współcześnie funkcjonujących zakoli określono typy migracji bocznej i zmian ukła-

du koryta (Hooke, 1977; Lewin, 1977) oraz mechanizmy odcięcia szyi meandra (Lewis, Lewin, 1983, w: Hooke, 1995). Zwrócono przy tym uwagę na proces akumulacji w obrębie odciętego kanału i czas, w jakim koryto dostosowuje się do nowych warunków (Hooke, 1995; Moody i in., 1998). Intensywność procesu bocznej migracji koryta badano również w odniesieniu do koryt rzecznych strefy suchej o brzegach piaszczystych, ze skąpą roślinnością (Gilvear i in., 2000). Migrację koryt, zarówno meandrowych, jak i roztokowych, próbowano opisać także za pomocą modeli analitycznych, zbudowanych na podstawie eksperymentów laboratoryjnych (Richardson, 2002; Bertoldi, Turbino, 2005).

Badania nad procesami kształtującymi koryto rzeczne odnoszono również do przeszłości poprzez rekonstrukcje paleohydrologiczne. Pierwsze z nich dotyczyły wydzielenia faz erozji i akumulacji rzecznej w cyklu glacjalnym i interglacjalnym (Jahn, 1956, w: Kozarski, Rotnicki, 1978) oraz zmian typów koryt rzecznych w późnym glacjale i holocenie (Falkowski, 1971, w: Kozarski, Rotnicki, 1978). Zmiany te określono na podstawie morfologii teras plejstoceńskich i holoceńskich oraz analizy osadów. Dokonano charakterystyki procesów kształtujących koryta rzek w holocenie, wskazując na akumulację w dnach dolin rzek meandrujących przy jednocześnie oddziałującym procesie erozji, powodującym stałe obniżanie dna doliny przez boczną migrację koryta (Kozarski, Rotnicki, 1978). Wymienieni autorzy określili zmiany układu koryt na Niżu Polskim z roztokowych na meandrowe (Kozarski, Rotnicki, 1977, 1978). Rotnicki i Młynarczyk (1989) wydzielili litofacje osadów aluwialnych rzeki meandrującej, ilustrujące mechanizm zmian zachodzących w sedymentacyjnym środowisku korytowym i pozakorytowym. Takiej klasyfikacji aluwiów dokonywano również dla dopływów Wisły (Andrzejewski, 1994). Próbę wydzielenia litofacji podjęli również Brierley i Hickin (1992), wyróżniając osady: korytowe, tworzące „podstawę" odsypów meandrowych (*channel bed and bar platform sediments*), wypełniające paleokoryta (*channel fill sediments*) i pozakorytowe (*overbank sediments*).

Istotnym postępem było poznanie czynników wpływających na rozwój równiny zalewowej. Przestawiono szereg modeli pionowego przyrostu osadów aluwialnych. Model „awulsji" został stworzony w celu interpretacji mechanizmu sedymentacji dawnych równin zalewowych (Bridge, Leeder, 1979, w: Moody, Troutman, 2000). W innym modelu „sedymentacji meandrowej" (*maendering-sedimentation*) Howard (1992, w: Moody, Troutman, 2000) uwzględnił oddziaływania między erozją brzegów koryta i procesem bocznej migracji a tempem akumulacji osadów na równinie zalewowej. Analizie poddawano również proces akumulacji na równinie zalewowej w czasie wezbrań (Nicholas, Walling, 1997). Nanson i Croke (1992) na pod-

stawie różnic w zakresie szerokości i spadku dolin rzecznych oraz wypełniającego je materiału aluwialnego wyróżnili szereg typów równin zalewowych. Moody i Troutman (2000) podjęli próbę określenia tempa pionowego przyrostu równiny zalewowej za pomocą wzorów empirycznych, wyprowadzonych na podstawie pomiarów wielkości akumulacji osadów. Tempo pionowego przyrostu osadów aluwialnych próbowano określić także za pomocą pionowej zmienności zawartości metali w osadach rzecznych, będących zanieczyszczeniami funkcjonującego w przeszłości przemysłu górniczego (Lewin i in., 1977; Klimek, Zawilińska, 1985; Macklin, Lewin, 1989; Passmore, Macklin, 1994) oraz za pomocą znaczników izotopowych (Siggers i in., 1999). W pracach tych próbowano wydzielić okresy sedymentacji przed, w trakcie i po okresie intensywnej eksploatacji górniczej. Stwierdzono jednak, że badane metale (cynk, ołów, miedź i kadm) ulegają wtórnej migracji, „przechodząc" w osady wcześniej pozbawione takich zanieczyszczeń, a minerały je zawierające ulegają rozpadowi lub metamorfozie (Hudson-Edwards i in., 1998).

Prowadzono również badania nad wpływem urbanizacji, redystrybucji wody i zabudowy hydrotechnicznej na zmiany szerokości koryta, wielkości transportu osadów i intensywność wezbrań (Richards, Wood, 1977), a także nad związkiem pomiędzy odpadami kopalnianymi a składem materiału rozpuszczonego i przestrzennym zasięgiem dystrybucji metali w korycie rzecznym (Lewin i in., 1977). Stover i Montgomery (2001) zaobserwowali, że zmiany użytkowania gruntów w obrębie zlewni rzecznej, a także proces wylesiania oraz zabudowa hydrotechniczna spowodowały wzrost amplitudy wahań poziomu powierzchni dna koryta, co ostatecznie doprowadziło do przewagi procesów akumulacji i wzrostu częstotliwości powodzi. Odmienną reakcję rzeki na wprowadzenie zabudowy hydrotechnicznej zaobserwowano w przypadku rzeki Missouri (Simon i in., 2002). Autorzy ci stwierdzili, że w dłuższej perspektywie budowa tamy wpłynęła na zmniejszenie częstości występowania przepływów ponadpełnokorytowych, co spowodowało zmniejszenie się tempa erozji bocznej. Z kolei w badaniach nad wpływem zabudowy hydrotechnicznej na zmiany zachodzące w korycie rzecznym zajęto się również konstrukcją modeli prognozujących maksymalną wielkość erozji dna rzeki poniżej sztucznych stopni wodnych oraz określających lokalizację miejsca, w którym wystąpi maksymalna erozja (D'Agostino, Ferro, 2004).

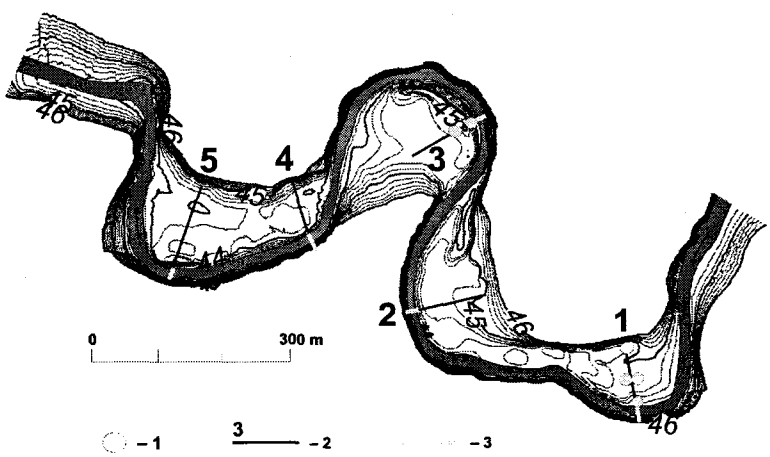
5

Metodyka badań

Badania terenowe

Badania terenowe zostały poprzedzone rekonesansem polegającym na wyznaczeniu odcinka rzeki, który najlepiej nadawałby się do przeprowadzenie badań przebiegu migracji koryta w przeszłości oraz współczesnych procesów korytowych. Wybrano odcinek doliny Obry położony około 3 km na północny zachód od Międzyrzecza, w okolicach miejscowości Św. Wojciech (ryc. 5). Opis obszaru badań przedstawiono w podrozdziale 7.1. Systematyczne badania na wydzielonym odcinku doliny Obry rozpoczęto w lipcu 2001 roku.

1. W celu określenia budowy geologicznej aluwialnego wypełnienia dna doliny wykonano wiercenia za pomocą świdra typu Ins-torf oraz świdra



Ryc. 5. Położenie przekrojów geologicznych oraz przekrojów pomiarowych
1 – miejsca poboru próbek do analiz C^{14}, 2 – przekroje geologiczne, 3 – przekroje pomiarowe w korycie Obry

okienkowego. Próbki pobierano co 5–10 cm w zależności od zmienności litologicznej osadów. Łącznie wykonano 110 wierceń na 5 przekrojach geologicznych (ryc. 5). Na przekroju nr 1 wykonano 32 wiercenia; na przekroju nr 2 - 15 wierceń; na przekroju nr 3 - 25 wierceń; na przekroju nr 4 - 19 wierceń i na przekroju nr 5 - 19 wierceń.

2. W celu określenia składu chemicznego osadów aluwialnych w przekroju geologicznym nr 1 pobrano 71 próbek osadu z fragmentu profilu pionowego nr 18. Próbki pobrano w jednocentymetrowych odstępach.

3. Pobrano 6 próbek osadów torfowych w celu określenia wieku poszczególnych faz migracji koryta metodą C^{14}.

4. W celu określenia zawartości wapnia pobrano 5 próbek osadu z odsłonięcia w wysokim brzegu koryta Obry.

5. Za pomocą młynka hydrometrycznego wykonano pomiary batymetryczne koryta Obry oraz pomiary prędkości przepływu. W okresie od 2 lutego 2002 do 4 kwietnia 2003 r. pomiary te wykonano w 12 seriach pomiarowych na 5 przekrojach poprzecznych koryta, stanowiących „przedłużenie" przekrojów geologicznych (ryc. 5).

6. W celu określenia wagowej zawartości zawiesiny pobrano łącznie 800 próbek wody, w tym 111 próbek do określenia zawartości jonów wapnia, sodu, potasu, chlorków oraz fosforanów.

7. W celu określenia zmienności uziarnienia aluwiów Obry przy różnych warunkach hydrologicznych pobrano łącznie 234 próbki osadu z dna koryta. Poboru dokonano na wyznaczonych przekrojach poprzecznych, co 2 m szerokości przekroju. Pobór próbek z dna koryta przeprowadzono w 8 seriach pomiarowych (8 V 2002–4 IV 2003 r.).

8. W celu przeprowadzenia analizy zmienności ukształtowania powierzchni dna doliny wykonano zdjęcie tachymetryczne obszaru badań w skali 1 : 3000 (ryc. 5).

Analizy laboratoryjne

1. Wykonano 550 analiz granulometrycznych pobranych próbek osadów metodą sitową dla frakcji od -3,5 phi do 4 phi, z zastosowaniem przedziału 0,5 phi, oraz 67 analiz areometrycznych dla frakcji od 3,25 phi do 9 phi metodą Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego (Musierowicz, 1949).

2. Określono wagowe zawartości zawiesiny przy zastosowaniu metody sączkowej (Brański, 1968).

3. Przeprowadzono analizy chemiczne 111 próbek wody. Określono zawartości następujących jonów:

- **chlorki**: metodą miareczkowania za pomocą roztworu azotanu srebra wobec chromianu potasu,
- **wapń**: metodą wersenianową (miareczkowanie za pomocą wersenianu dwusodu wobec kalcesu),
- **sód i potas**: metodą absorpcyjnej spektrometrii atomowej,
- **fosforany**: kolorymetryczną metodą molibdenianową z użyciem kwasu askorbinowego jako reduktora (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999).

4. Przy użyciu konduktometra wykonano pomiary przewodności elektrolitycznej właściwej.

5. Określono zawartość: **żelaza, manganu, miedzi, magnezu, wapnia, cynku i potasu** w 71 próbkach osadów pobranych z dna doliny Obry oraz zawartość **chromu** w 56 próbkach osadów. Analizy te zostały wykonane w Zakładzie Analiz Wody i Gruntu Wydziału Chemii UAM. Łącznie wykonano około 550 analiz.

6. W celu określenia składu chemicznego barwników stosowanych w Międzyrzeczu w okresie rozwoju przemysłu sukienniczego, we fragmencie barwionej tkaniny z końca XVIII w., otrzymanym z Muzeum w Międzyrzeczu, określono zawartość: potasu, chromu, miedzi i ołowiu metodą aberracji atomowej. Metoda ta umożliwia określenie zawartości pierwiastków i związków chemicznych, mając do dyspozycji niewielki fragment tkaniny. Analizy zostały wykonane w Pracowni Teoretycznych Podstaw Chemii Analitycznej Wydziału Chemii Uniwersytetu Warszawskiego.

Opracowanie wyników

1. Przy zastosowaniu metody momentów dla każdej z próbek osadu obliczono statystyczne wskaźniki uziarnienia:

- średnią średnicę ziarna: $MD = \frac{\sum_{i=1}^{n} \varphi_i p_i}{100}$
- odchylenie standardowe: $SD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} p_i (\varphi_i - MD)^2}{100}}$
- kurtozę: $Kg = \frac{\sum_{i=1}^{n} p_i (\varphi_i - MD)^4}{100 SD^4}$

- skośność: $Sk = \frac{\sum_{i=1}^{n} p_i (\varphi_i - MD)^3}{100SD^3}$ (Grzegorczyk, 1970),

gdzie:

φ_i – punkt środkowy i-tego przedziału klasowego w skali phi,

p_i – częstość *i*-tego przedziału klasowego [%].

2. Wyróżniono litofacje aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry. Wydzielenia tego dokonano ze względu na udział frakcji: > 0,5 mm, 0,5–0,25 mm, < 0,25 mm, który przedstawiono w ujęciu trójzmiennych danych o stałej sumie, w układzie koordynatów trójkątnych (Rotnicki, Młynarczyk, 1989).

3. Wartości natężenia transportu rumowiska dla wybranych przekrojów pomiarowych obliczono za pomocą wzorów Meyera-Petera i Müllera (1948), Einsteina-Browna (1950) oraz Kalinske-Frijlinka (1952), które zamieszczone są w opracowaniach Przedwojskiego, Błażejewskiego i Pilarczyka (1995) oraz Karvonena (2003).

W obliczeniach przyjęto następujące parametry: υ – lepkość kinematyczną [$m^2 \cdot s^{-1}$], d_{50} – 50 percentyl średnicy ziarna [m], U – średnią prędkość w pionie hydrometrycznym [$m \cdot s^{-1}$], równą ilorazowi powierzchni ograniczonej przez tachoidę i głębokości w danym pionie hydrometrycznym [$m \cdot s^{-1}$], ρ – gęstość wody [$kg \cdot m^{-3}$], ρ_s – gęstość osadu ($kg \cdot m^{-3}$), $s = \rho_s/\rho$ – ilościowy stosunek gęstości osadu do gęstości wody, g – przyśpieszenie ziemskie [$m^2 \cdot s^{-1}$], h – średnia głębokość przekroju poprzecznego koryta.

Dane te wykorzystano w obliczeniach wartości następujących parametrów:

Hr – wysokość form dna (*ripple height*), $Hr = 100d_{50}$,

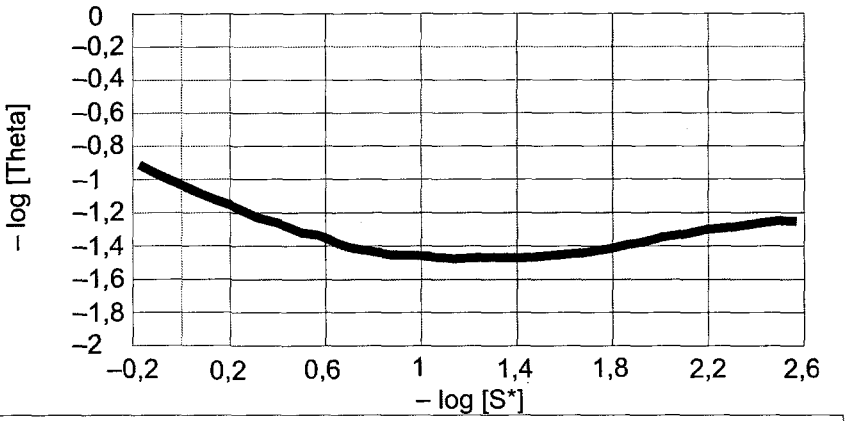
k_s – szorstkość koryta (obliczana przy założeniu, że dno koryta jest płaskie), $k_s = 2{,}5d_{50}$,

f – współczynnik tarcia: $f = \frac{0{,}06}{\left[\log^{10}\left(\frac{12h}{k_s}\right)\right]^2}$,

S* – *sediment-fluid parameter* $S^* = \frac{d\sqrt{(s-1)gd}}{4v}$,

θ_c – wartość krytyczną parametru Shieldsa określono na podstawie diagramu Madsena (1975, w: Karvonen, 2003), opisującego związek pomiędzy θ_c a wartością *sediment-fluid parameter S** (Karvonen, 2003) (ryc. 6),

τ_b – naprężenie ścinające na dnie koryta (*bottom shear stress*): $\tau_b = \frac{1}{2} \rho f U^2$,



$^{10}\log(0) = 0{,}002235x^5 - 0{,}06043x^4 + 0{,}20307x^3 + 0{,}054252x^2 - 0{,}636397x - 1{,}03167,$

gdzie $x = {}^{10}\log[S^*]$ i $S^* = \frac{d\sqrt{(s-1)\,gd}}{4\nu}$

Ryc. 6. Wykres zależności między krytyczną wartością parametru Shieldsa a *sediment-fluid parameter* (Madsen, 1975, w: Karvonen, 2003). Kształt zależności opisuje funkcja wielomianowa piątego stopnia

τ_b' – „efektywne" naprężenie ścinające (*effective shear stress*):

$$\tau_b' = \frac{1}{2}\rho \frac{0{,}06}{\left[\log_{10}\left(\frac{12h}{2{,}5d_{50}}\right)\right]^2},$$

θ' - parametr Shieldsa: $\theta' = \frac{\frac{\tau_b}{\rho}}{(s-1)gd}$.

Następnie obliczono wielkości transportu rumowiska za pomocą każdego z trzech wybranych modeli:

1. Meyer-Peter i Müller (1948):

$$q_{s,b} = 8(\theta' - \theta_c)^{1,5} d\sqrt{(s-1)\,gd} \ [m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}].$$

2. Einstein-Brown (1950):

$$q_{s,b} = 40\,K(\theta')^3 d\sqrt{(s-1)gd} \ [m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}]$$

$$K = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{(s-1)\,gd_{50}^3}} - \sqrt{\frac{36\nu^2}{(s-1)\,gd_{50}^3}}.$$

3. Kalinske-Frijlink (1952):

$$q_{s,b} = 2d_{50}\sqrt{\frac{\tau_b}{\rho}}\exp\left(\frac{-0{,}27(s-1)\,d_{50}\rho g}{\tau_b'}\right)\ [m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}].$$

4. Natężenie transportu rumowiska dla każdej z wykonanych serii pomiarowych w poszczególnych przekrojach obliczono za pomocą modelu potencjalnego transportu rumowiska wleczonego, przy zastosowaniu funkcji spline (Młynarczyk, 1996). W modelu tym jako dane wyjściowe uwzględniono prędkość wody płynącej w strefie przydennej oraz parametry uziarnienia aluwiów korytowych (dane dla różnych stanów i przepływów wody w korycie rzecznym), przy uwzględnieniu całkowitego rozkładu uziarnienia. Wykorzystane zostały również dane dotyczące warunków progowych ruchu materiału dna (Młynarczyk, 1996).

Matematyczny zapis funkcji spline przyjmuje następującą postać:

$$\varepsilon(u) = \begin{cases} \dfrac{(-1)^{k/2+1}}{2^{2m-1}\pi^{k/2}(m-1)!(m-k/2)!}u^{2m-k}\log(u) & k \text{ parzyste} \\ \dfrac{(-1)^m\Gamma(k/2-m)}{2^{2m}\pi^{k/2}(m-1)!}u^{2m-k} & k \text{ nieparzyste,} \end{cases}$$

gdzie:

u - zmienna niezależna (natężenie transportu rumowiska wleczonego),

m - masa transportowanego materiału o określonej średnicy cząstek,

k - liczba zmiennych.

Model ten umożliwia:

1) wyznaczenie prędkości wody płynącej dla dowolnie założonego stanu wody i w dowolnie obranym punkcie przekroju koryta,

2) predykcję zmian natężenia transportu rumowiska,

3) retrodykcję zmian natężenia transportu rumowiska dla okresu objętego systematycznymi obserwacjami hydrologicznymi (Młynarczyk, 1996).

Model ten zakłada znajomość prędkości wody 2 cm nad dnem koryta dla różnych stanów wody. Wyniki pomiarów prędkości wody płynącej w przekrojach koryta dla różnych stanów wody zostały opracowane numerycznie. Pozwala to na określenie prędkości wody płynącej w strefie dna dla dowolnie wybranego stanu wody (Młynarczyk, 1996). Znajomość uziarnienia materiału korytowego oraz prędkości przepływu przy dnie umożliwia obliczenie wielkości transportu materiału wleczonego w danym pionie hydrometrycznym. Uzyskana wartość transportu jest wyrażona w jednostce masy transportowanego materiału (gramy) przemieszczanego w ciągu 1 sek. przez 1 m szerokości koryta.

5. Wielkości transportu materiału wleczonego, zawieszonego i rozpuszczonego obliczono dla lat 1971–1991 na podstawie wyznaczonego kształtu zależności między natężeniem transportu a stanem wody. Zależności te określono na podstawie wyników pomiarów terenowych wykonanych od 2 II 2002 do 4 IV 2003 roku. Odniesienie natężenia transportu do objętości przepływu było niemożliwe ze względu na brak krzywej konsumcyjnej przepływów dla wodowskazu Międzyrzecz.

6. Dla każdej próbki wody poddanej analizom chemicznym obliczono wartość mineralizacji ogólnej, stosując wzór Dorochowskiego (Paluch, 1973):

$$T_x = \frac{0{,}688P_T}{1 + 0{,}024\,(T - 20)},$$

w odniesieniu do temperatury 20°C,
gdzie:

P_T – przewodność próby w temperaturze T [$\mu S \cdot cm^{-1}$],

T – temperatura próbki wody w czasie pomiaru przewodności [°C].

7. Osady badanego fragmentu profilu pionowego w przekroju geologicznym nr 1 podzielono na grupy geochemiczne przy wykorzystaniu analizy skupień. Polega ona na organizowaniu obserwowanych danych w sensowne struktury lub na grupowaniu danych poprzez agregację. Jest to tworzenie uporządkowanych klas, przy czym im wyższy poziom agregacji, tym mniejsze podobieństwo pomiędzy członami poszczególnych klas. Tym sposobem tworzymy coraz więcej obiektów i agregujemy je w coraz większe skupienia, coraz bardziej różniących się od siebie członów. Przy każdym węźle na wykresie możemy odczytać odległość, przy której odpowiednie elementy zostały powiązane z sobą, tworząc nowe pojedyncze skupienie. Jeśli dane mają wyrazistą „strukturę", tzn. istnieją skupienia podobnych do siebie obiektów, to często struktura ta znajdzie odbicie na hierarchicznym drzewie w postaci oddzielnych gałęzi. Analiza ta umożliwiła wydzielenie szeregu grup geochemicznych osadów. W przeprowadzonej analizie skupień najbardziej przejrzystą strukturę grupowania uzyskano za pomocą metody aglomeracji Warda i miary odległości 1–r Pearsona (Statsoft Polska, 2004; Lesnau, 2005).

8. Dla każdej z próbek osadów analizowanych pod względem zawartości pierwiastków chemicznych obliczono następujące wskaźniki:

- Fe/Ca – wskaźnik stosowany w badaniach osadów jeziornych, mówiący o wahaniach poziomu wody. W przypadku badań nad osadami równiny zalewowej może on wskazywać okresy, w których występowały wezbrania powodziowe (i związana z nimi podwyższona zawartość wapnia) oraz okresy związane z bardziej ustabilizowanymi

przepływami (wzrost warunków redukcyjnych i podwyższona zawartość żelaza względem wapnia),
- Ca/Mg - wskaźnik dominacji określonego typu denudacji. Skorzystano z niego w opracowaniu Borówki (1992), dotyczącym zmian składu chemicznego osadów śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych,
- Fe/Mn i Zn/Cu - wskaźniki zmian warunków oksydacyjno-redukcyjnych.

6

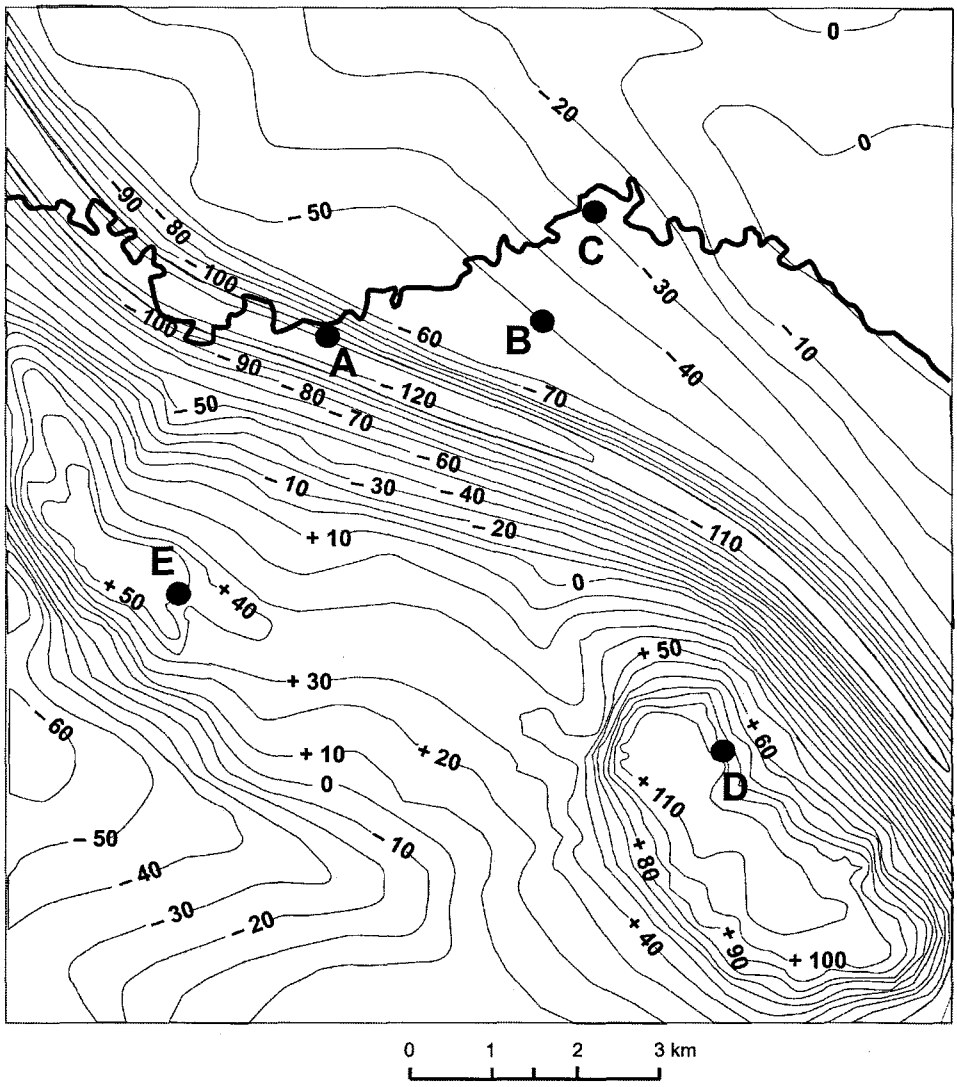
Budowa geologiczna Obniżenia Obry

Osady podczwartorzędowe Obniżenia Obry

Charakterystyka ukształtowania powierzchni podplejstoceńskiej oraz przestrzennego zróżnicowania osadów podczwartorzędowych została przeprowadzona na podstawie *Mapy geologicznej bez utworów czwartorzędowych. Arkusz Świebodzin. Mapa podstawowa nr 466 – Międzyrzecz Wlkp.*, w skali 1 : 50 000 (Mojski, 1976). Treść mapy zaprezentowano na dwóch rycinach. Na rycinie 7 przedstawiono ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej, a na rycinie 8 – przestrzenne zróżnicowanie osadów podczwartorzędowych.

Badania prowadzone w Międzyrzeczu wykazały występowanie utworów plejstoceńskich do głębokości 160 m (Dammer, 1931, w: Bartkowski, 1956) oraz do 170 m (Kowalska, 1960). Ponieważ obydwa wiercenia były zlokalizowane na wysokości około 50 m n.p.m., można przyjąć, że powierzchnia osadów mioceńskich znajduje się tu na około 120 m poniżej poziomu morza (Bartkowski, 1956). Powyższe dane potwierdza *Mapa geologiczna bez utworów czwartorzędowych*, w skali 1 : 50 000 (Mojski, 1976) (ryc. 7). Najniżej położone osady podczwartorzędowe zalegają poniżej 120 m p.p.m., bezpośrednio pod Międzyrzeczem oraz na północny zachód i południowy wschód od niego. Powierzchnia podplejstoceńska tworzy tutaj podłużne obniżenie o stromych stokach, przebiegające w wyżej wymienionym kierunku. Fakt ten potwierdzają badania A. Kowalskiej (1960).

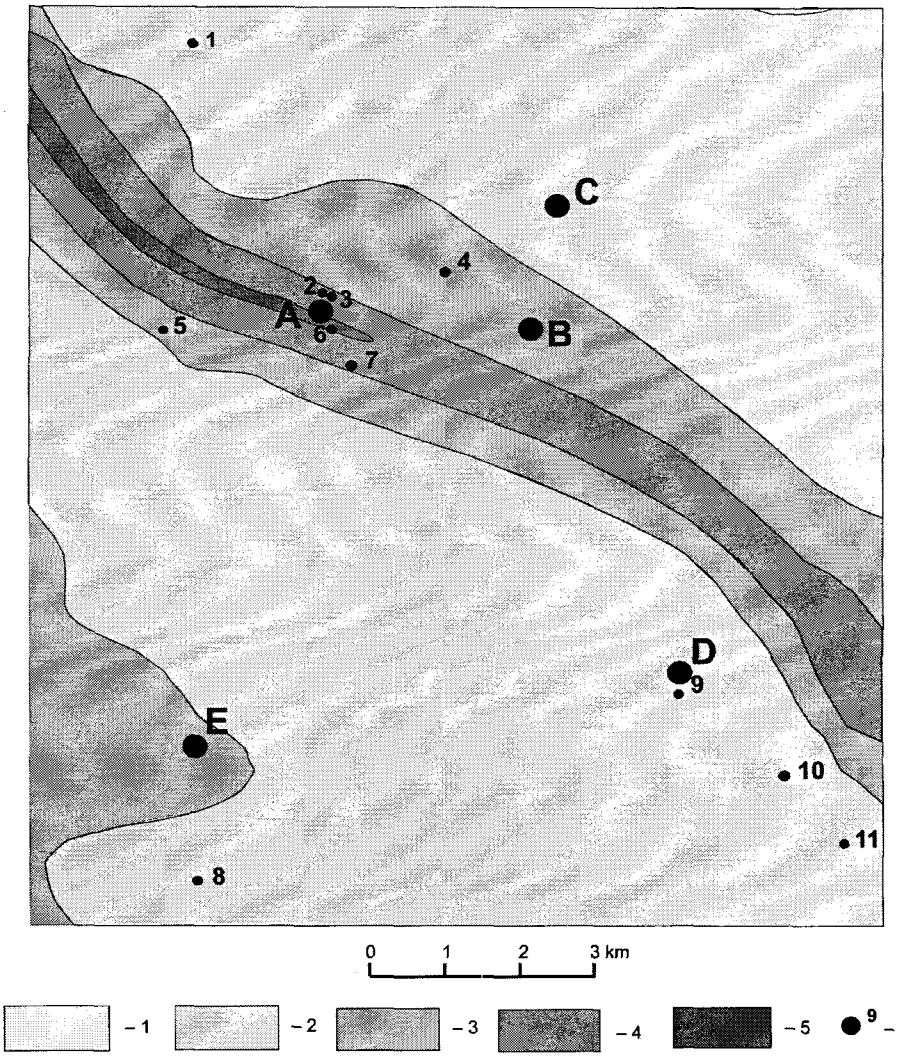
Osady stanowiące podłoże utworów czwartorzędowych w okolicach Międzyrzecza pochodzą z okresów trzeciorzędowych: oligocenu, miocenu i pliocenu (Mojski, 1976). Dno opisanego wyżej podłużnego obniżenia budują oligoceńskie piaski kwarcowe oraz mułki i iły glaukonitowe z wkładkami piaskowców (ryc. 8), a także piaski kwarcowe, piaski ze żwirem i wkładkami piaskowca, mułki oraz iły z wkładkami węgli brunatnych, a także gliny kaolinowe ze żwirami (dolny miocen) – rycina 8 – (Mojski, 1976).



Ryc. 7. *Mapa geologiczna bez utworów czwartorzędowych. Arkusz Świebodzin. Mapa podstawowa nr 466 – Międzyrzecz Wlkp. Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej* (Mojski, 1976)

A – Międzyrzecz, B – Bobowicko, C – Żółwin, D – Bukowiec, E – Kaława

Osady podczwartorzędowe znajdujące się najbliżej współczesnej powierzchni terenu to piaski, mułki i iły z wkładkami węgli brunatnych, pochodzące z górnego miocenu. Utwory te występują także w strukturach glacitektonicznych w okolicach Nietoperka (Solger, 1928 i Dammer, 1931, w: Bartkowski, 1956), Bukowca oraz Kęszycy (Jentsch, 1912; Schmitz, Fraze,



Ryc. 8. *Mapa geologiczna bez utworów czwartorzędowych. Arkusz Świebodzin. Mapa podstawowa nr 466 – Międzyrzecz WLKP. Przestrzenne zróżnicowanie osadów podczwartorzędowych* (Mojski, 1976)

1 – iły, iły pstre z konkrecjami wapnistymi i krzemienistymi, mułki i piaski (pliocen), 2 – piaski, mułki i iły z wkładkami węgli brunatnych (górny miocen), 3 – mułki i iły z pokładami węgli brunatnych, mułowce, iłowce oraz piaski z wkładkami żwirów (środkowy miocen), 4 – piaski kwarcowe, piaski ze żwirem i wkładkami piaskowca, mułki i iły z wkładkami węgli brunatnych, gliny kaolinowe ze żwirami (dolny miocen), 5 – piaski kwarcowe, mułki i iły glaukonitowe z wkładkami piaskowców (oligocen), 6 – otwory wiertnicze; A – Międzyrzecz, B – Bobowicko, C – Żółwin, D – Bukowiec, E – Kaława

1929 i Schulz, 1929, w: Bartkowski, 1956) na wysokości ponad 100 m n.p.m. Fakt ten ilustruje mapa przedstawiająca ukształtowanie powierzchni osadów trzeciorzędu (Mojski, 1976; ryc. 7).

Osady czwartorzędowe Obniżenia Obry

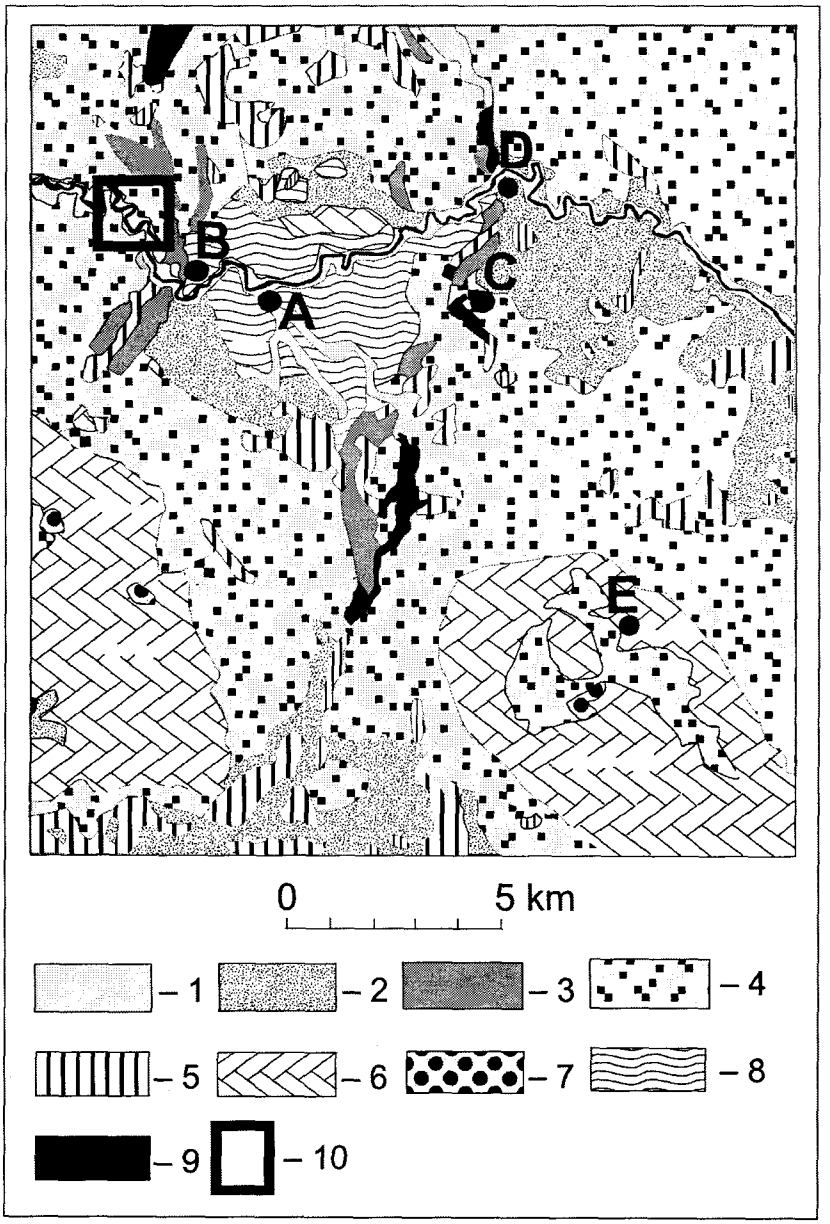
Charakterystyki przestrzennego zróżnicowania osadów czwartorzędowych dokonano opierając się na następujących źródłach:

1. *Mapie geologicznej Polski 1 : 200 000. Mapie utworów powierzchniowych - mapa podstawowa 1 : 50 000. Arkusz Świebodzin* (Mojski, 1976) (ryc. 9).

2. Danych z wierceń geologicznych i hydrogeologicznych (przedsiębiorstwa geologiczne i hydrogeologiczne we Wrocławiu, Poznaniu, Zielonej Górze i Gorzowie Wlkp.) oraz wykonanych na ich podstawie przekrojów geologicznych (ryc. 10).

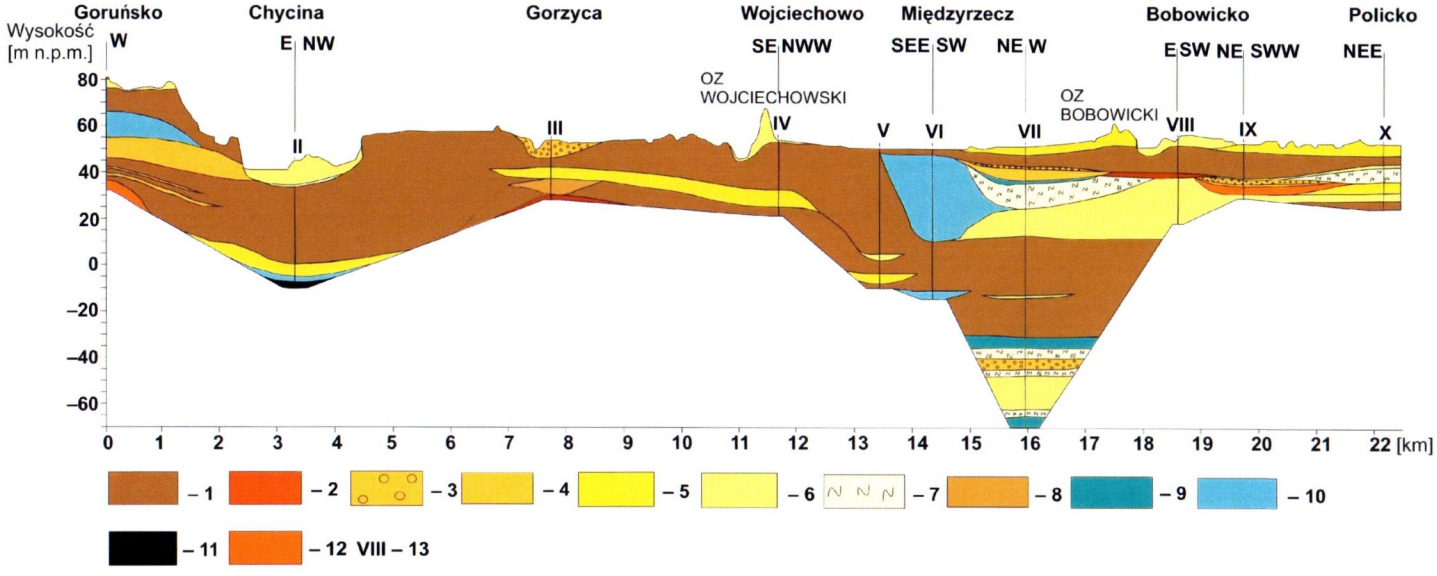
Wiercenia wykonane na terenie Międzyrzecza, w Obrzycach oraz przy Jeziorze Głębokie dostarczają informacji o znacznej miąższości osadów czwartorzędowych na obszarze Obniżenia Obry. W Międzyrzeczu stwierdzono występowanie osadów plejstoceńskich do rzędnej -110 m p.p.m. W innych miejscach wierceń granica występowania tych utworów zmienia się od -46,5 m p.p.m. (Obrzyce) do -72 m p.p.m. (Międzyrzecz: miąższość osadów ~122 m; ryc. 10 - wiercenie VII). Głębokie wiercenia wykonane w Międzyrzeczu dostarczają również informacji dotyczących litologii osadów czwartorzędowych. „Występuje tu od 4 do 8 pokładów gliny zwałowej, poprzedzielanej prawdopodobnie utworami zastoiskowymi, złożonymi przeważnie z bardzo drobnoziarnistych piasków, a nawet iłów. Wszystkie te utwory zawierają bardzo dużo wapnia" (Dammer, 1931, w: Bartkowski, 1956). Według Bartkowskiego (1956): „Wielokrotne występowanie pokładów gliny zwałowej, jak również wapnistych drobnoziarnistych piasków zdaje się wskazywać, że okolice Międzyrzecza przez większość epoki lodowcowej stanowiły głęboką depresję, w której poszczególne glacjały pozostawiły swe gliny zwałowe oraz utwory zastoiskowe". W okolicach Międzyrzecza autor ten wydzielił trzy baseny zastoiskowe: Policki, Międzyrzecki i Gorzycki. „Dno obniżenia Obry przecięte jest szeregiem południkowo zorientowanych wałów lub ciągów pagórków, dzielących całe nieckowate obniżenie na szereg członów, które można nazwać basenami. I tak, u spływu Obry i Paklicy, położonego w samym środku niecki, leży Basen Międzyrzecki, na wchodzie Basen Policki, na zachodzie Basen Gorzycki" (Bartkowski, 1956). Baseny zastoiskowe na obszarze Obniżenia Obry wypełnione są przez zastoiskowe piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, piaski mułkowate, mułki, iły warwowe oraz glinę zwałową, co przedstawiono na załączonym przekroju geologicznym (ryc. 10).

Na mapie geologicznej utworów powierzchniowych (Mojski, 1976; ryc. 9) obszar Basenu Polickiego wyróżnia się występowaniem piasków, żwirów i mułków rzecznych. Według Bartkowskiego (1956) na zachodnim jego skraju stwierdzono występowanie mułków, które tutaj, podobnie jak i na



Ryc. 9. *Mapa geologiczna utworów powierzchniowych. Arkusz Świebodzin* (Mojski, 1976; Winnicki, 1977)

1 – piaski, mułki i żwiry rzeczne (holocen), 2 – piaski, mułki i żwiry rzeczne (zlodowacenie północnopolskie, faza pomorska), 3 – piaski i żwiry ozów, 4 – piaski i żwiry wodnolodowcowe (zlodowacenie północnopolskie, faza poznańsko-dobrzyńska), 5 – torfy (holocen), 6 – glina zwałowa lub jej residua, 7 – piaski, żwiry i głazy moren czołowych, 8 – mułki, piaski i iły jeziorne, 9 – rzeki i jeziora, 10 – obszar badań szczegółowych; A – Międzyrzecz, B – Św. Wojciech, C – Bobowicko, D – Żółwin, E – Bukowiec



Ryc. 10. Przekrój geologiczny okolic Międzyrzecza

1 – gliny zwałowe, 2 – gliny pylaste, 3 – żwiry, 4 – piaski gruboziarniste, 5 – piaski średnioziarniste, 6 – piaski drobnoziarniste, 7 – piaski pylaste, 8 – piaski gliniaste, 9 – pyły, 10 – mułki, 11 – iły węgliste, 12 – iły, 13 – miejsca wierceń

zachodniej granicy Basenu Międzyrzeckiego, łączą się z mułkami występującymi w głębi oraz na powierzchni wałowych wyniesień rozdzielających baseny. Dodatkowych informacji na ten temat dostarczają wiercenia geologiczne i hydrogeologiczne oraz wykonany na ich podstawie przekrój geologiczny (ryc. 10). W Policku oraz Bobowicku stwierdzono występowanie piasków pylastych i iłów (wiercenia nr IX i X; ryc. 10). Obecność osadów zastoiskowych, również mających związek z istnieniem Basenu Polickiego, stwierdzono także na południowy wschód od miejscowości Żółwin. Zatem, cechy budowy geologicznej Basenu Polickiego potwierdzają występowanie w przeszłości na tym obszarze środowiska wód stagnujących. Na południe od Basenu Polickiego, począwszy od miejscowości Karolewo (mapa geomorfologiczna; ryc. 11 - rozdz. 7) rozciąga się obszar zbudowany z gliny zwałowej i piasków drobnoziarnistych. Wąski pas terenu o podobnej budowie geologicznej przebiega także wzdłuż zachodniej granicy basenu, przy Ozie Bobowickim (wiercenie nr VIII; ryc. 10). Opisywany teren został uznany przez Bartkowskiego (1956) i Mojskiego (1976) za sandr. Jednak na podstawie analiz profilów geologicznych z Karolewa i Bobowicka można przyjąć, że jest to wysoczyzna morenowa. Na północny wschód od miejscowości Policko rozciąga się obszar zajęty przez pagórki kemowe (ryc. 11). Znajdują się one również po lewej stronie Obry, w okolicach wsi Rańsko oraz Jeziora Bobowickiego. „Pagórki zbudowane są z piasków i żwirów warstwowanych, często posiadających w górnej części warstwę z gliny mułkowatej lub mułku, o warstwach nachylonych zgodnie ze stokami pagórka" (Bartkowski, 1956). Występujące pomiędzy kemami zagłębienia bezodpływowe wypełnione są osadami organicznymi - najczęściej torfami (Bartkowski, 1956, 1957).

Basen Międzyrzecki jest największą tego typu formą występującą na obszarze Obniżenia Obry. Iły warwowe zajmują przede wszystkim środek Basenu Międzyrzeckiego, natomiast przy jego brzegach ustępują miejsca mułkom i piaskom mułkowatym (Bartkowski, 1956). Występowanie osadów zastoiskowych w tym rejonie potwierdza mapa geologiczna utworów powierzchniowych (Mojski, 1976; ryc. 9). Mułki, piaski, iły jeziorne oraz torfy zalegają tu od linii rzeki Obry, na południe aż za miejscowości Kuźnik (wieś położona w sąsiedztwie Jeziora Bukowieckiego) i Łąkowa Owczarnia. Na przeciwległym brzegu osady tego typu występują na obszarze do około 3 km w kierunku północnym. Występowanie osadów zastoiskowych wykazały wiercenia nr VI i VII na terenie Międzyrzecza (ryc. 10). Miąższość ich jest zróżnicowana i osiąga 34 m w otworze nr VI oraz 12,7 m w otworze nr VII (ryc. 10). Poniżej zalegają osady glacjalne (gliny zwałowe), przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi lub osadami pylastymi. Pod nimi ponownie pojawiają się osady zastoiskowe: pyły i piaski pylaste (wiercenie nr VII; ryc. 10).

Na północ od basenów Polickiego i Międzyrzeckiego znajduje się obszar sandrowy zbudowany z piasków i żwirów wodnolodowcowych (ryc. 9). Utwory te są wykształcone w postaci piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów z pojedynczymi otoczakami. Charakterystyczne jest dość silne zaglinienie osadu. W spągu osadów fluwioglacjalnych leży najczęściej warstwa gliny zwałowej fazy leszczyńskiej lub jej rezydua w postaci bruku morenowego. Osady te tworzą poziom sandrowy, który powstał w wyniku odpływu wód w trakcie recesji lądolodu z fazy leszczyńskiej do fazy poznańskiej (Mojski, 1976). Natomiast na zachód od Basenu Międzyrzeckiego znajduje się obszar, w podłożu którego występują głównie glina zwałowa oraz piaski drobnoziarniste. Występowanie warstw glin o dużych miąższościach (do 20 m) może wskazywać, że są to fragmenty wysoczyzny morenowej. Jeden z nich został zachowany po lewej stronie Obry, na południe od miejscowości Św. Wojciech (wiercenie nr IV; ryc. 10). Wysoczyzna morenowa stanowi również otoczenie obszaru objętego szczegółowymi badaniami (ryc. 11 - rozdz. 7). Na mapie geologicznej utworów powierzchniowych (ryc. 9) widoczne jest rozgraniczenie opisywanych basenów zastoiskowych poprzez występujące w ozach Bobowickim i Wojciechowskim osady mułkowe, piaszczyste i żwirowe. Cechą charakterystyczną pierwszego z nich jest „otulenie" utworami pylastymi, a nawet ilastymi (Tomaszewski, 1965).

W zachodniej części Obniżenia Obry położony jest Basen Gorzycki. Jego cechą charakterystyczną jest brak występowania osadów zastoiskowych. Osady budujące dno basenu to przede wszystkim: piaski drobnoziarniste, piaski ze żwirem i głazikami, żwiry, piaski gliniaste oraz gliny pylaste i piaszczyste. „Jak widać z powyższego, w powierzchniowej budowie obniżenia Obry bierze udział, poza wspomnianymi wyżej utworami zastoiskowymi, także glina zwałowa, która w swej partii powierzchniowej wykazuje wyraźne warstwowanie, co dowodzi rozmycia, a następnie akumulacji przez wody basenu zastoiskowego" (Bartkowski, 1956). Osady wypełniające Basen Gorzycki ilustruje profil geologiczny (wiercenie nr III; ryc. 10). Jego spąg tworzą gliny pylaste oraz piaski gliniaste. Natomiast w środkowej i górnej części profilu występują osady piaszczyste i żwirowe, przewarstwione utworami gliniastymi. Ich obecność może potwierdzać fakt rozmycia gliny przez wody roztopowe lądolodu, tworzące w przeszłości Basen Gorzycki. Brak osadów zastoiskowych na obszarze Basenu Gorzyckiego ilustrują również prezentowane przez Bartkowskiego (1956) odsłonięcia w wysokich brzegach koryta Obry. Na opisywanym obszarze brakuje wierceń niezbędnych do jednoznacznego określenia genezy tego terenu. Dotyczy to obszaru od Chyciny do Wojciechówka oraz od linii rzeki Obry na wschód aż do Jeziora Głębokiego. „Ponieważ na całej powierzchni tego basenu, o ile zdołano stwierdzić, występują utwory podobne do tych, jakie przedstawia

odkrywka (wyżej wymieniona), można przyjąć, że cały basen wykazuje jednakową geologiczną budowę powierzchniową" (Bartkowski, 1956).

Na obszarze Obniżenia Obry występują również obszary torfowe (ryc. 9). Część z nich znajduje się w sąsiedztwie ozów i stanowi fragmenty rynien glacjalnych. Pozostałe części rynien zostały prawdopodobnie zasypane utworami fluwioglacjalnymi w wyniku działalności wód roztopowych lądolodu. Największą z opisywanych form jest rynna Jezior Chycińskich, położona na zachód od Basenu Gorzyckiego (ryc. 10 i 11). Budowę geologiczną dna opisywanej rynny ilustruje profil wiercenia wykonanego przy południowym brzegu jeziora Chycina (wiercenie nr II; ryc. 10). W spągu opisywanego przekroju występują pyły oraz iły węgliste. Jego strop tworzą osady drobnoziarniste i pylaste, a pod nimi zalega gruba warstwa gliny zwałowej.

Moreny czołowe oraz ostańce wysoczyznowe stanowią zachodnią i południową granicę Obniżenia Obry. Na zachodzie występują one w pobliżu miejscowości Kursko, Templewo i Goruńsko. Na południu natomiast znajdują się: Wysoczyzna Trzemeszeńska, wyspa wysoczyznowa Zbąszynka, która określona została jako morena czołowa wyciśnięcia (Dammer, 1931, w: Bartkowski, 1956), oraz Wał Bukowiecki, nazwany przez Bartkowskiego (1967) ostańcem wysoczyznowym. Przedstawiony na przekroju geologicznym obszar okolic Kurska, Templewa i Goruńska jest położony na zachód od rynny Jezior Chycińskich i charakteryzuje się złożoną budową wewnętrzną, co potwierdzają wiercenia hydrogeologiczne z miejscowości Goruńsko (wiercenie nr I; ryc. 10). W stropie występują utwory piaszczyste, niżej zalegają gliny zwałowe, a w ich obrębie znajdują się piaski gruboziarniste oraz mułki. W spągu znajdują się osady ilaste (wiercenie nr I; ryc. 10). Natomiast w Wale Bukowieckim odnotowuje się zaburzenia glacitektoniczne osadów trzeciorzędowych, które w wielu miejscach zalegają na powierzchni (Bartkowski, 1964, 1967). Kulminacje i podstawa Wału Bukowieckiego są „otulone" cienkim płaszczem gliny morenowej ostatniego zlodowacenia; dla okolic Bukowca i Nietoperka potwierdza to mapa geologiczna utworów powierzchniowych (ryc. 9).

7

Geomorfologia Obniżenia Obry

Charakterystykę ukształtowania powierzchni Obniżenia Obry określono korzystając z następujących źródeł:

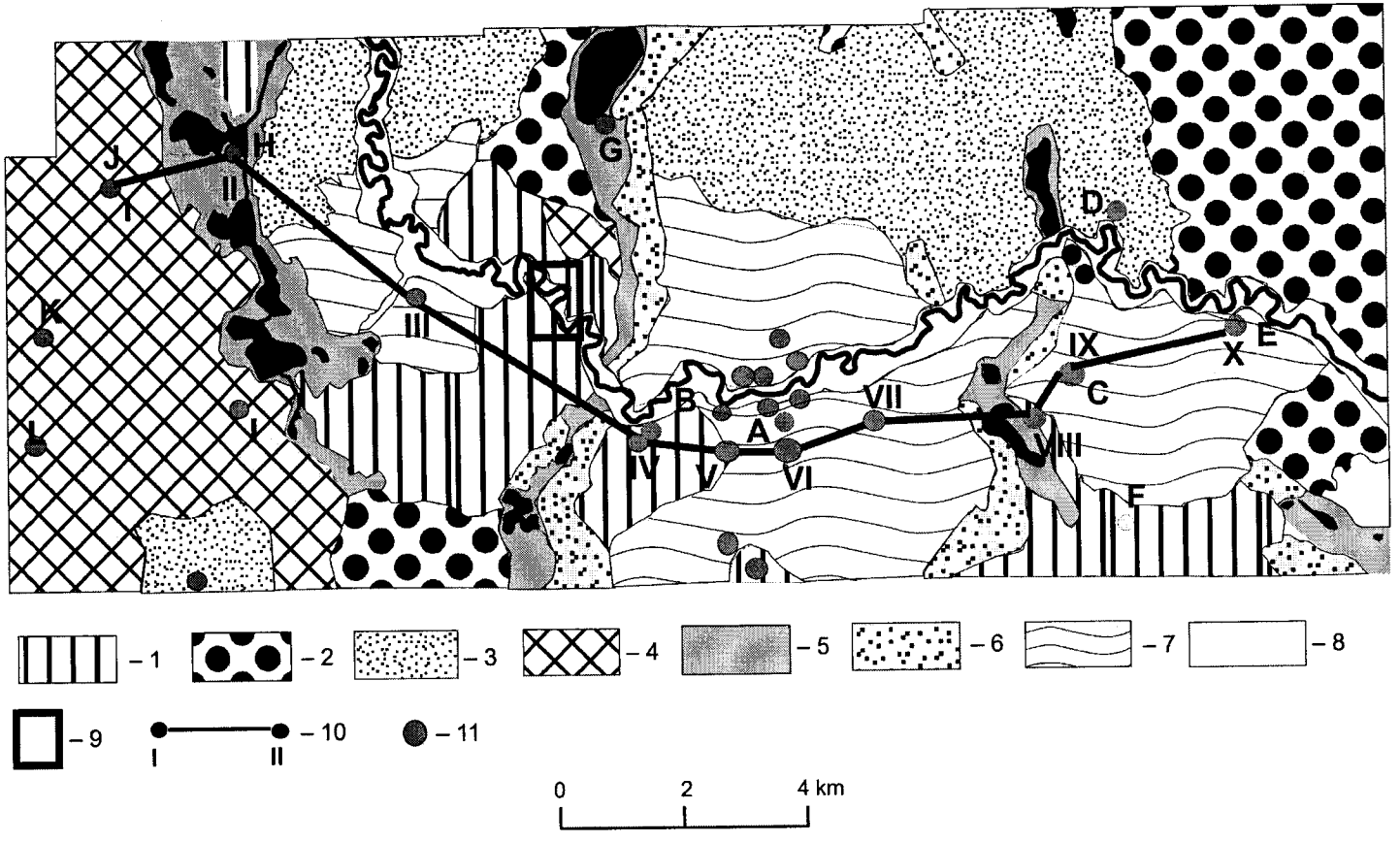
1) schematycznej mapki morfologicznej okolicy Międzyrzecza (Bartkowski, 1956),

2) mapy topograficzne w skalach 1 : 10 000 i 1 : 25 000 oraz wykonanych na jej podstawie profili morfologicznych,

3) bezpośrednich obserwacjach terenowych.

Ze schematycznej mapki morfologicznej okolic Międzyrzecza wynika, że wschodnia granica Basenu Polickiego przebiega w pobliżu miejscowości Policko i Janowo (Bartkowski, 1956). Zachodnią granicę stanowi wał Ozu Bobowickiego. W rozdziale 6.2 stwierdzono, że na południu Basen Policki rozciąga się do miejscowości Karolewo, sąsiadując z wysoczyzną morenową. Ukształtowanie powierzchni wydzielonych fragmentów wysoczyzny (również w okolicach Św. Wojciecha) jest stosunkowo mało urozmaicone. Przeważa tu morena denna falista lub pagórkowata, a wysokości względne nie przekraczają 5 m. Północną granicę omawianego basenu stanowi linia rzeki Obry. Na podstawie analizy map topograficznych oraz profilu morfologicznego stwierdzono, że na powierzchni Basenu Polickiego występuje szereg drobnych form wypukłych o wysokościach względnych od 3,5 do 5,0 m. Mogą być one związane z akumulacją fluwioglacjalną.

Jak wspomniano w rozdziale 6, strefa pagórków kemowych rozciąga się na północny wschód od Basenu Polickiego (ryc. 11). Opisywane formy terenu znajdują się również na lewym brzegu Obry, w okolicach wsi Rańsko oraz w okolicach Jeziora Bobowickiego. Na północ od Basenu Polickiego pagórki kemowe osiągają od 56 do 62 m n.p.m. Wysokości względne na tym obszarze wahają się od 3 do 9 m. Rejon występowania kemów zaznaczono również na południowy wschód od Chyciny, gdzie według schematycznej mapki geomorfologicznej Bartkowskiego (1956) zostały zakumulowane osady tworzące terasę kemową. Pagórki kemowe są na ogół rozrzucone bezładnie. Nachylenie stoków waha się od 5 do 10°. Tylko nie-



Ryc. 11. *Mapa geomorfologiczna doliny rzeki Obry i jej otoczenia w okolicach Międzyrzecza* (wg Bartkowskiego (1956), częściowo zmodyfikowana przez Słowika)

1 – wysoczyzna morenowa, 2 – kemy, 3 – sandry, 4 – moreny czołowe, 5 – rynny glacjalne, 6 – ozy, 7 – baseny zastoiskowe, 8 – dolina Obry, 9 – obszar badań, 10 – linia przekroju geologicznego (ryc. 10), 11 – miejsca wierceń hydrogeologicznych i geotechnicznych; A – Międzyrzecz, B – Św. Wojciech, C – Bobowicko, D – Żółwin, E – Policko, F – Karolewo, G – Głębokie, H – Chycina, I – Kursko, J – Goruńsko, K – Kleszczewo, L – Templewo

wielka część z nich jest zorientowana z północnego zachodu na południowy wschód.

Część Basenu Międzyrzeckiego położona na południe od Obry charakteryzuje się niemal płaską powierzchnią oraz nieznacznym nachyleniem w kierunku północnym. Teren znajduje się na wysokości 52-53 m n.p.m. Wysokości względne w tej części Basenu Międzyrzeckiego nie przekraczają metra. W północnej strefie powierzchnia basenu jest bardziej urozmaicona. Występuje tu kilka form wypukłych o wysokości względnej do 5 m. Granicę między basenami Międzyrzeckim i Gorzyckim stanowi Oz Wojciechowski. Zaczyna się on daleko na północy, na wschód od miejscowości Rojewo i Żabienko. Ciągnie się wzdłuż wschodniego brzegu Jeziora Głębokie, następnie obok miejscowości Św. Wojciech i około 3 km na południe od rzeki Obry przechodzi w terasę kemową. Nachylenie wschodnich stoków ozu wynosi od 3 do 5°, natomiast zachodnich, opadających w kierunku leżącej obok rynny, od 12 do 16° (Bartkowski, 1956). Na rycinie 14 (podrozdz. 7.1) przedstawiono wyraźnie, że rynna glacjalna przecina oz wzdłuż jego osi podłużnej, a największe kulminacje tej formy znajdują się nad stromym „dorynnowym" zboczem ozu. Wynika z tego, że dalsza część ozu zalegająca niegdyś nad dzisiejszą rynną zapadła się po wytopieniu lodu inglacjalnego w głąb tej rynny (Bartkowski, 1967). Widoczne na mapie geomorfologicznej (ryc. 11) formy ozowe przyjmują przebieg południkowy lub do niego zbliżony. Oprócz wyżej wymienionych ozów (Wojciechowskiego i Bobowickiego) występuje tu także Oz Rański. Jest on położony na południe od Policka i na południowy zachód od linii rzeki Obry.

W krajobrazie okolic Międzyrzecza widoczne są również towarzyszące ozom zachowane fragmenty rynien glacjalnych (tworzą w ten sposób opisywane przez Bartkowskiego (1956) ciągi ozowo-rynnowe). Fragmenty rynien glacjalnych zostały zachowane w postaci podłużnych, często podmokłych obniżeń. Największą z opisywanych form jest rynna Jezior Chycińskich, położona na zachód od Międzyrzecza (ryc. 11). Rynny glacjalne, znajdujące się na opisywanym terenie, charakteryzują się dwoma głównymi kierunkami przebiegu: NW-SE oraz NE-SW. Sposób ich powstania i zachowania we współczesnym krajobrazie na przykładzie rynny Jezior Chycińskich opisał T. Bartkowski (1956): „Nieregularne kształty Jezior Chycińskich oraz konfiguracja ich dna nasuwają przypuszczenie, że są to tak zwane wytopiska (wg terminu proponowanego przez B. Krygowskiego). Przyjmuje się, że są to zagłębienia powstałe po wytopieniu bloków lodu, które skutkiem załamania się sklepienia tunelu lub systemu tuneli w lodzie znalazły się na ich dnie, zawierając lód czysty, pochodzący z górnych partii lodowca i dały po jego stopieniu formę wklęsłą". Umiejscowionym na dnie rynny jeziorom towarzyszą zagłębienia bezodpływowe, wypełnione wodą lub osadami orga-

nicznymi. Jeziora posiadają odpływ w kierunku północnym (do rzeki Obry) i połączone są rzeczką o nazwie Jeziorna. Północny odcinek rynny, znajdujący się za Bledzewem, wykorzystywany jest przez Obrę (Bartkowski, 1956).

Z analizy profilów morfologicznych wynika, że Basen Gorzycki położony jest nieco wyżej niż dwa pozostałe. Wysokości bezwzględne na tym obszarze to 55–57,5 m n.p.m., podczas gdy dna poprzednio omawianych basenów znajdują się na poziomie około 52,5 m n.p.m. Podobnie jak w Basenie Międzyrzeckim, widoczne jest tu nieznaczne nachylenie terenu w kierunku doliny Obry (na północny wschód). T. Bartkowski (1956) opisuje warunki, w jakich dochodziło do akumulacji osadów w opisywanych basenach zastoiskowych: „W jednym miejscu powstały wielkie płaskie bloki (płaty) lodu martwego, nie spękanego w zasadzie, bez licznych szczelin i jam - wtedy akumulacja utworów wodnolodowcowych odbywała się na lodzie martwym spokojnie, dając w efekcie płaskie powierzchnie równin zastoiskowych okolic Międzyrzecza, Gorzycy i Policka".

Można zauważyć, że ukształtowanie powierzchni terenu położonego na zachód od Ozu Wojciechowskiego jest inne niż w pozostałej części Obniżenia Obry:

1) nie występują tu formy ozowe, będące naturalnymi granicami rozdzielającymi baseny zastoiskowe,

2) wyraźnie wzrastają wysokości względne (forma wypukła ukształtowana w postaci wału w pobliżu obszaru badań o wysokości względnej ponad 30 m),

3) wyraźnie wzrastają wysokości bezwzględne osiągające w zachodniej części ponad 100 m n.p.m., a w pobliżu obszaru badań około 87 m n.p.m.

Wymieniona w punktach 2. i 3. forma położona jest na zachód od Ozu Wojciechowskiego (ryc. 11). T. Bartkowski (1956) stwierdza, że jest ona zbudowana na powierzchni z piasków „zawierających często kamienie, a nawet głazy do 1 m średnicy". W górnej części wschodniego zbocza występuje glina zwałowa, w dolnej partii natomiast piaski i żwiry warstwowane, mułki, iły warwowe oraz brązowa glina zwałowa (Bartkowski, 1956). Prawdopodobnie stanowi ona fragment moreny czołowej. Jednak w odmienny sposób zinterpretowano tę formę na mapie geologicznej utworów powierzchniowych (ryc. 9), określając ją jako fragment ozu.

Jak wspomniano, Wał Bukowiecki stanowi południową granicę Obniżenia Obry. Forma ta ma postać potężnego wyniesienia o podłużnym kształcie i wznosi się 30–40 m ponad otaczające ją obniżenia (kulminacja: 133,8 m n.p.m.). Urozmaiconą rzeźbą charakteryzuje się również obszar moren czołowych leżących na zachód od rynny Jezior Chycińskich. W okolicach Kurska, Templewa i Goruńska (ryc. 11) opisywane formy terenu osiągają znaczną wysokość - przekraczającą 100 m n.p.m. Charakteryzuje je złożona budowa wewnętrzna, opisana w poprzednim rozdziale.

Inną formą występującą w obrębie Obniżenia Obry jest terasa kemowa. Przylega ona do Wysoczyzny Trzemeszeńskiej od północy, występuje także pomiędzy nią a Wysoczyzną Zbąszynecką. Opisywana forma terenu ma kształt stosunkowo płaskiego stoliwa, rozciętego szeregiem rynien (Bartkowski, 1956). Terasę kemową budują poziomo warstwowane piaski z wkładkami mułków i żwirów. Na powierzchni terasa zbudowana jest z utworów piaszczystych. Opisane wyżej warstwy w strefie krawędziowej terasy „wychodzą w powietrze" (Bartkowski, 1954). Początkowo omawiana terasa kemowa uważana była za terasę usypaną na skraju lodowca (Jentsch, 1912, w: Bartkowski, 1956). Inni autorzy (np. Tomaszewski, 1965) określali tę formę jako morenę pagórkowatą strefy marginalnej. Świadczyłaby o tym budowa wewnętrzna krawędzi Wysoczyzny Trzemeszeńskiej oraz analiza zdjęć lotniczych, z której wynika, że system hydrograficzny tego obszaru jest typowy dla moren czołowych. Najbardziej przekonująca jest jednak interpretacja Bartkowskiego (1954, 1967), który twierdzi, że zbocze terasy kemowej powstało wskutek stopnienia lodu tworzącego ścianę, do której przypierały utwory fluwioglacjalne, składane przez wody roztopowe. Autor ten wyjaśnia ponadto, że równa powierzchnia terasy kemowej może świadczyć o głęboko sięgającej erozji wód spływających z wysoczyzn oraz wód roztopowych lądolodu, w wyniku której pod akumulowanym materiałem wodnolodowcowym nie pozostały już żadne zagrzebane fragmenty lodu martwego (stąd płaska, „niepodziurawiona" wytopiskami powierzchnia terasy kemowej) (Bartkowski, 1967).

Na podstawie powyższych danych dokonano aktualizacji mapy geomorfologicznej okolic Międzyrzecza (ryc. 11). Wykonana mapa obejmuje fragment doliny Obry począwszy od miejscowości Rańsko aż do początku Zalewu Bledzewskiego, około 8 km na północ od wsi Gorzyca. Zmiany wprowadzone na mapie geomorfologicznej dotyczą następujących typów rzeźby:

1. Strefa pagórków kemowych na północ i północny zachód od Policka. Obszar charakteryzuje się bardzo urozmaiconą rzeźbą. Występują tu gromadnie formy wypukłe poprzedzielane zagłębieniami bezodpływowymi. Wysokości względne sięgają tu 20 m, wzrastają wysokości bezwzględne (maksymalnie 75,8 m n.p.m.). Z tych właśnie przyczyn obszar ten oznaczono jako strefę występowania pagórków kemowych. Z drugiej strony, zarówno Bartkowski (1956), jak i Mojski (1976) zaznaczają ten teren na swoich mapach jako sandr. Do jednoznacznego określenia genezy opisywanego krajobrazu brakuje badań charakteryzujących zmienność litologiczną osadów tworzących te formy wypukłe oraz osadów podłoża, w jakim zostały one osadzone. W trakcie prowadzonych obserwacji terenowych nie znaleziono odsłonięć w zboczach tych form, które stanowiłyby źródło informacji o genezie tego terenu.

2. Fragmenty wysoczyzny morenowej występujące w ramach Obniżenia Obry. Dane z wierceń geologicznych (wiercenie nr IV; ryc. 10) wskazują na występowanie gliny zwałowej oraz bardzo niewielkiej ilości piasków drobnoziarnistych na południe od miejscowości Św. Wojciech (na lewym brzegu Obry). Inny fragment wysoczyzny znajduje się na wschód od Jeziora Bobowickiego oraz na południe od Basenu Polickiego (ryc. 11). Świadczą o tym wiercenia z Bobowicka i Karolewa, gdzie dominują gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków średnioziarnistych. Podobna sytuacja ma miejsce na południe od Międzyrzecza (ryc. 11). Ten fragment wysoczyzny stanowi prawdopodobnie południową granicę zasięgu Basenu Międzyrzeckiego. Bartkowski (1956) i Mojski (1976) oznaczali opisywane obszary jako strefy występowania osadów rzecznych lub fluwioglacjalnych. W przypadku danych pochodzących z pojedynczych wierceń trudno jest ustalić przestrzenny zasięg poszczególnych fragmentów wysoczyzny. Niemniej jednak dane te wskazują na występowanie tego rodzaju form na obszarze Obniżenia Obry. Występowanie fragmentów wysoczyzny u południowych granic basenów Polickiego i Międzyrzeckiego spowodowało przesunięcie granic tych jednostek w kierunku północnym.

3. Obecność gliny zwałowej stwierdzono również w otoczeniu obszaru badań. Osady glacjalne są tu przykryte piaskami wodnolodowcowymi o miąższości dochodzącej do 1,5 m. Otoczenie obszaru badań również zaklasyfikowano jako wysoczyznę morenową (ryc. 11).

4. Formę wypukłą położoną na zachód od Ozu Wojciechowskiego określono, podobnie jak Bartkowski (1956), jako pagórek morenowy (ryc. 11). Świadczy o tym jej znaczna wysokość względna (ponad 30 m) oraz duże nachylenie zboczy. Fakt odkrycia przez Bartkowskiego budujących tę formę utworów gliniastych, mułkowych i ilastych również przemawia za jej morenowym charakterem.

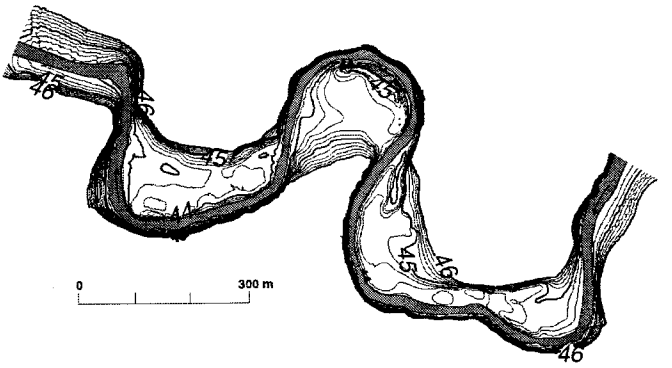
Ukształtowanie powierzchni obszaru badań

Teren badań położony jest około 3 km na północny zachód od Międzyrzecza, w pobliżu miejscowości Św. Wojciech. Jest to fragment doliny rzeki Obry o długości 1000 m i szerokości od 70 do 150 m (ryc. 12).

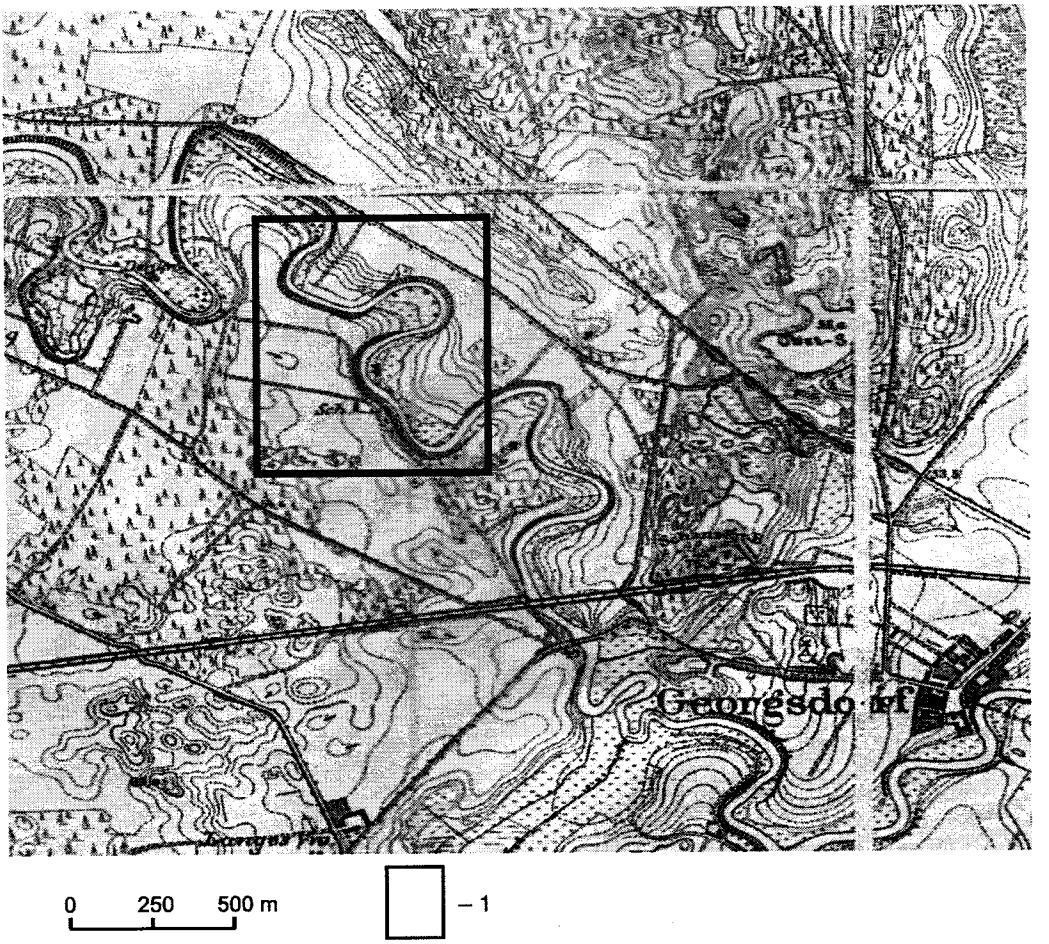
Na badanym odcinku Obra jest rzeką meandrującą (ryc. 12). Dolina rzeczna jest tu wąska i głęboka – wklęsłe brzegi zakoli meandrowych są strome, a ich wysokość wynosi od 7 do 10 m nad poziomem dna doliny. Dolina wycięta jest w osadach ostatniego zlodowacenia, które na opisywanym terenie wykształcone są w postaci glin morenowych i fluwioglacjalnych piasków drobnoziarnistych. Osady te widoczne są w kilku podciętych brze-

Fot. 1. Osady glacjalne i fluwioglacjalne widoczne w odsłonięciu wysokiego brzegu Obry w pobliżu przekroju nr 1

Fot. 2. Las olchowy porastający brzegi koryta Obry (odcinek rzeki między przekrojami nr 4 i 5; ryc. 5)

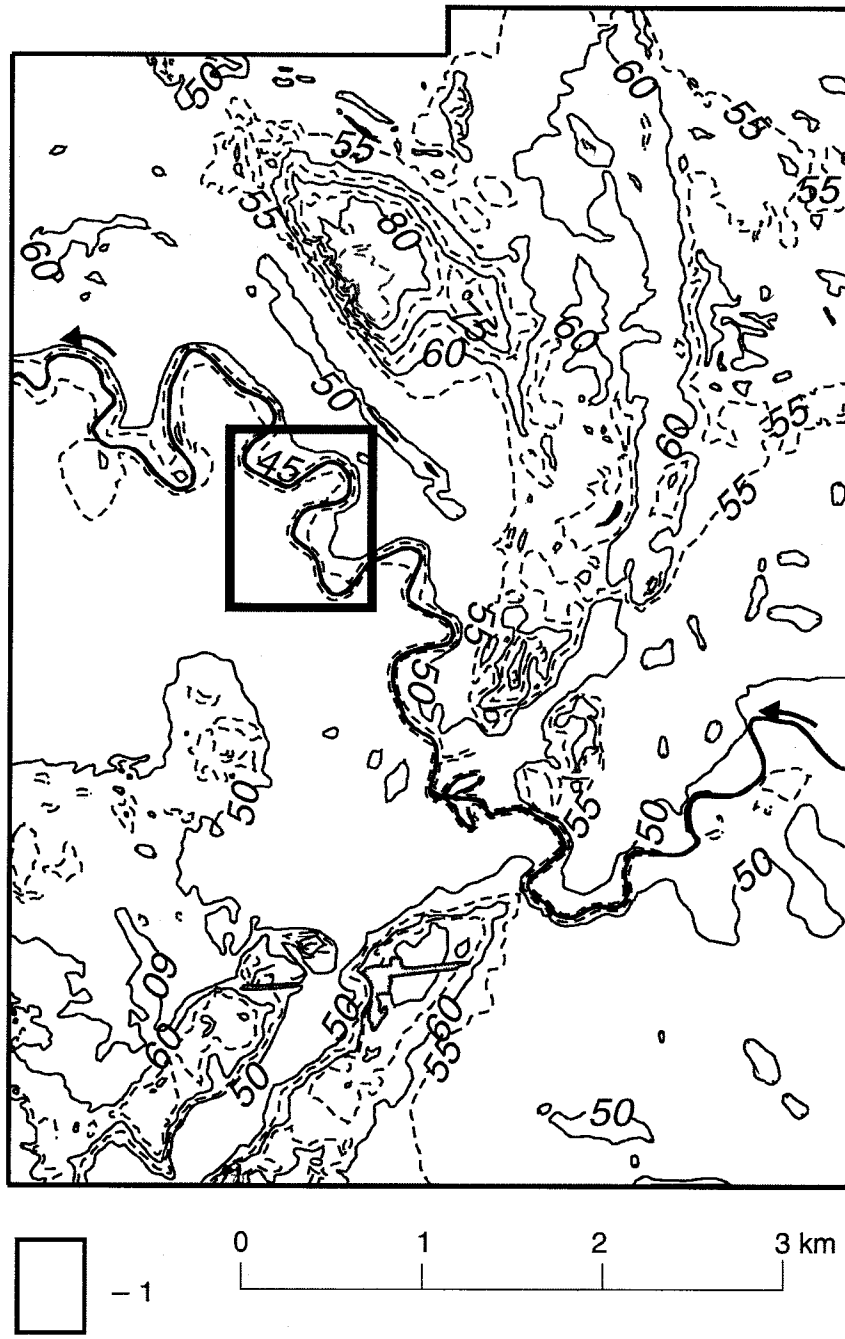


Ryc. 12. Zdjęcie tachymetryczne obszaru badań (2002)



Ryc. 13. Mapa topograficzna z zaznaczonym obszarem szczegółowych badań (Konigl. Preuss. Landes-Aufnahme 1893. Herausgegeben 1895)

1 – obszar badań



Ryc. 14. Mapa hipsometryczna obszaru badań

1 – obszar badań

gach zakoli, głównie w sąsiedztwie przekroju nr 1 (ryc. 5, fot. 1). W zboczach doliny Obry stwierdzono również obecność osadów zastoiskowych (iły o barwie biało-zielono-bordowej), będących prawdopodobnie śladem struktur glacitektonicznych występujących na tym obszarze. Brzegi wypukłe są płaskie z występującymi w kilku miejscach wałami przykorytowymi. Zbudowane są głównie z piasków drobnoziarnistych.

Dno doliny rzeki Obry położone jest na wysokości 44–45 m n.p.m. Charakteryzuje się układem słabo widocznych w terenie wałów i leżących między nimi obniżeń, będących efektem migracji koryta w przeszłości. Różnice wysokości pomiędzy obniżeniami i wałami wynoszą maksymalnie 50 cm. Nieco wyraźniej w powierzchni dna doliny wyodrębniają się wały brzegowe (ryc. 12).

Zamieszczona powyżej mapa topograficzna (ryc. 13) ilustruje układ koryta i kształt doliny Obry z końca XIX wieku. W porównaniu ze stanem obecnym zaznacza się brak występowania powierzchni zalesionych w obrębie doliny. Ponadto, na zachód od miejscowości Św. Wojciech (*Georgsdorf*) znajdują się dwa wyraźnie wykształcone zakola meandrowe. W późniejszym czasie ich szyje zostały odcięte od koryta. Obecnie trudno stwierdzić, czy proces ten był efektem silnego wezbrania powodziowego, czy też miało tu miejsce sztuczne prostowanie koryta, takie jak w górze rzeki na odcinku Rybojady–Policko. Wysoczyzna morenowa otaczająca dolinę Obry charakteryzuje się łagodną rzeźbą z niewielkimi wzniesieniami; w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań występuje na wysokości 51–52,5 m n.p.m.

8

Budowa geologiczna dna badanego odcinka doliny Obry na przykładzie wykonanych przekrojów geologicznych

W celu rozpoznania osadów tworzących aluwialne wypełnienie dna doliny rzeki Obry wykonano 110 wierceń na wyznaczonych pięciu przekrojach geologicznych (ryc. 15), w których osiągnięto głębokość od 3 do 5,5 m. Wykonano również 20 wierceń w celu rozpoznania osadów występujących w najbliższym sąsiedztwie doliny Obry.

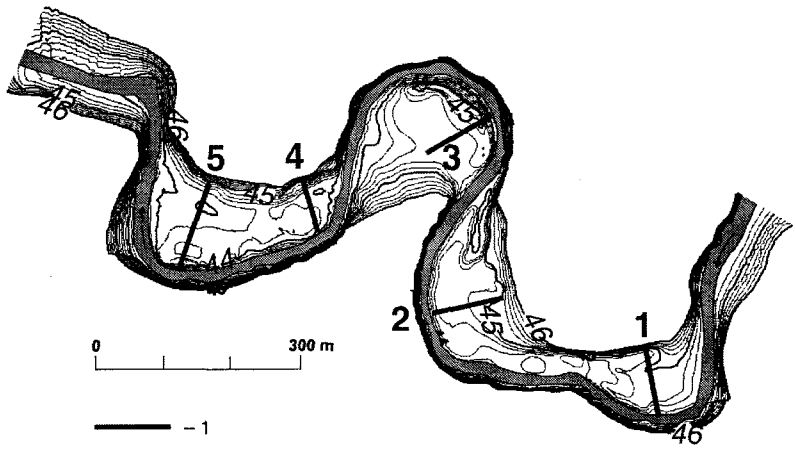
W rozdziale tym przedstawiono osady aluwialnego wypełnienia dna doliny, jakie występują w wykonanych pięciu przekrojach. Ponadto, przeprowadzono analizę zmienności uziarnienia osadów aluwialnych badanego odcinka doliny.

1. Podjęto analizę pionowej i poziomej zmienności cech uziarnienia w wybranych przekrojach. Na tej podstawie dokonano interpretacji zmian energii środowiska prądowego, które kształtowało analizowane zakola meandrowe. Analizę zmienności cech uziarnienia w ujęciu poziomym przeprowadzono w celu prześledzenia zmian w poszczególnych typach osadów.

2. Wydzielono, a następnie scharakteryzowano litofacje osadów aluwialnych.

Zróżnicowanie cech uziarnienia osadów przedstawiono dla trzech wybranych przekrojów geologicznych (nr 1, 3 i 4), ponieważ zapis faz kształtowania się zakoli meandrowych został w nich najlepiej zachowany. Z wyżej wymienionych przekrojów do analizy wybrano wiercenia zlokalizowane w pobliżu krawędzi doliny, w środkowej części równiny zalewowej oraz w sąsiedztwie współczesnego koryta Obry.

Podłoże osadów aluwialnych badanego fragmentu doliny Obry stanowi glina zwałowa. Strop osadów glacjalnych osiągnięto w przekrojach pierwszym

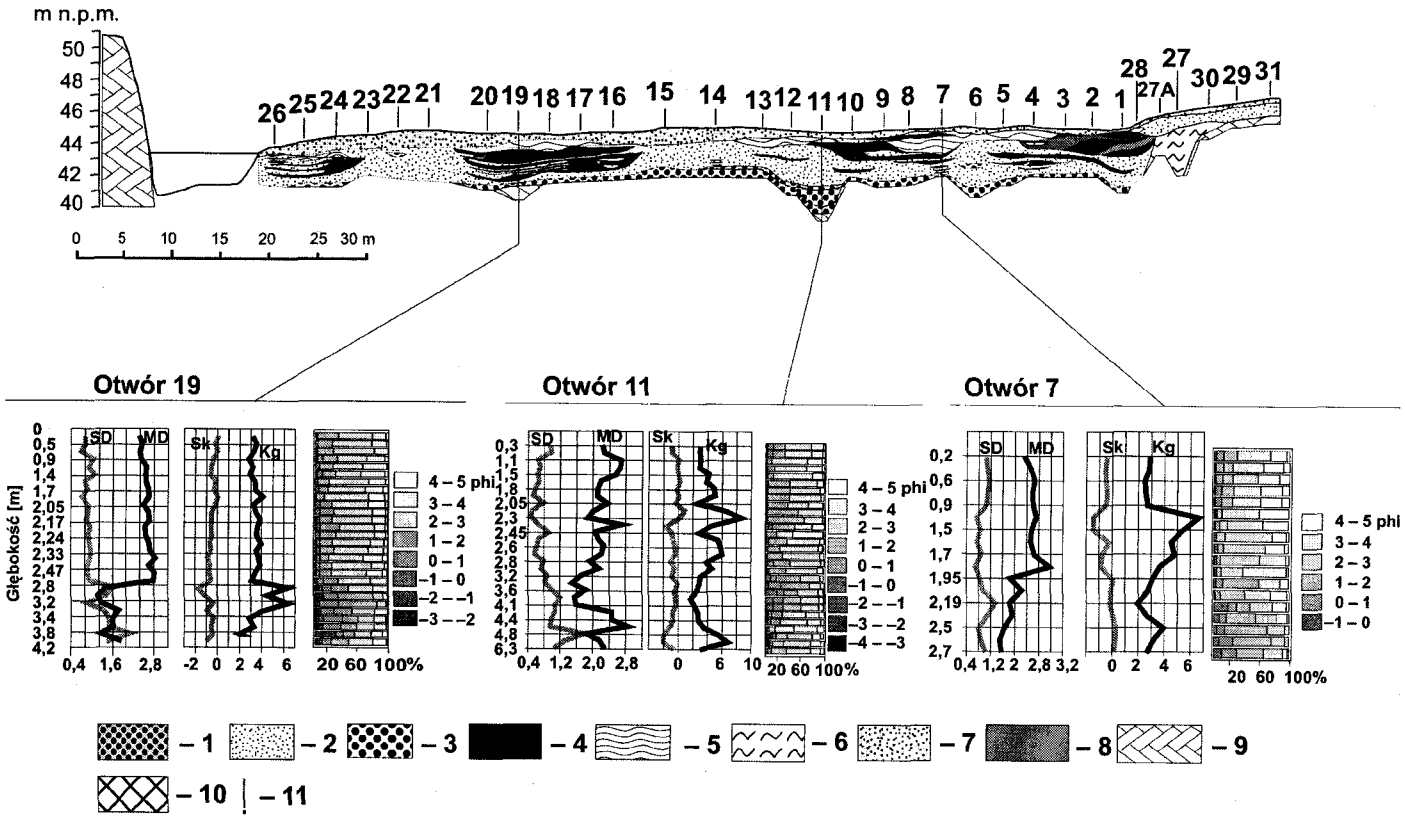


Ryc. 15. Położenie przekrojów geologicznych w badanym fragmencie doliny Obry

(otwór nr 11 i 19; ryc. 16) i trzecim (otwór nr 20; ryc. 19). W części przekroju, bliższej obecnego koryta Obry, strop tych osadów występuje na rzędnej 41,35 m n.p.m. (otwór nr 19 - miąższość osadów aluwialnych: 3,2 m), a w strefie bliższej krawędzi doliny - 39,78 m n.p.m. (otwór nr 11 - miąższość osadów aluwialnych: 5 m). Średnia średnica ziarna opisywanego osadu zmienia się od 1,1 phi (otwór 19) do 2,3 phi (otwór nr 11) (ryc. 16). W przekroju trzecim miąższość osadów aluwialnych wynosi 3,8 m. Dotyczy to obszaru znajdującego się przy krawędzi doliny, gdzie pod osadami aluwialnymi osiągnięto strop gliny morenowej (otwór nr 20, rzędna stropu 40,41 m n.p.m.; ryc. 19) o średniej średnicy ziarna 2,4 phi.

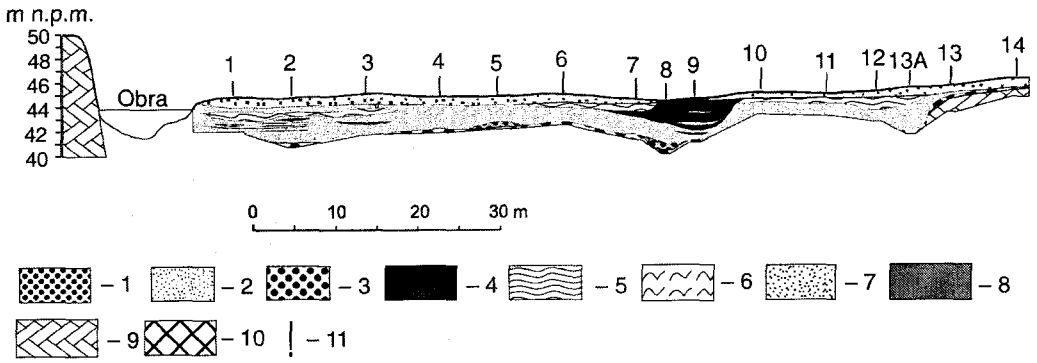
We wszystkich przekrojach w otworach zlokalizowanych na zboczach doliny występują osady glacjalne (glina piaszczysta o barwie brązowej przykryta żółtymi piaskami drobnoziarnistymi). Stwierdzono, że w przekroju nr 1 (ryc. 16) w zboczu doliny występują osady zastoiskowe (iły o barwie biało-zielono-bordowej), stanowiące prawdopodobnie fragment struktury glacitektonicznej.

Spąg osadów aluwialnych w omawianych przekrojach geologicznych tworzą piaski gruboziarniste z domieszką żwiru oraz piaski średnioziarniste. Osady te zostały ukształtowane podczas wezbrań o wysokiej energii, w czasie których rozmycie powodziowe i erozja wirowa wzbogacały aluwia dna koryta w grubsze frakcje (Rotnicki, Młynarczyk, 1989). W opisywanych przekrojach osady gruboziarniste charakteryzują się 15–18% domieszkami frakcji poniżej -1,0 phi. W środkowej części przekroju czwartego sięgają one nawet 30%. Znajduje się tam najgrubszy osad rozpoznany w trakcie prac terenowych (otwór nr 11: MD = -0,004 phi; ryc. 20). Natomiast w przypadku



Ryc. 16. Cechy uziarnienia osadów w wybranych otworach przekroju nr 1

1 – piaski średnioziarniste z namułem i próchnicą, 2 – piaski drobnoziarniste, 3 – piaski gruboziarniste, 4 – torfy, 5 – mułki piaszczyste, 6 – iły, 7 – piaski drobnoziarniste humusowe, 8 – gytie, 9 – glina piaszczysta, 10 – osad wapienny, 11 – miejsca wierceń; MD – średnia średnica ziarna, SD – odchylenie standardowe, Kg – kurtoza, Sk – skośność; wartości MD podano w skali phi

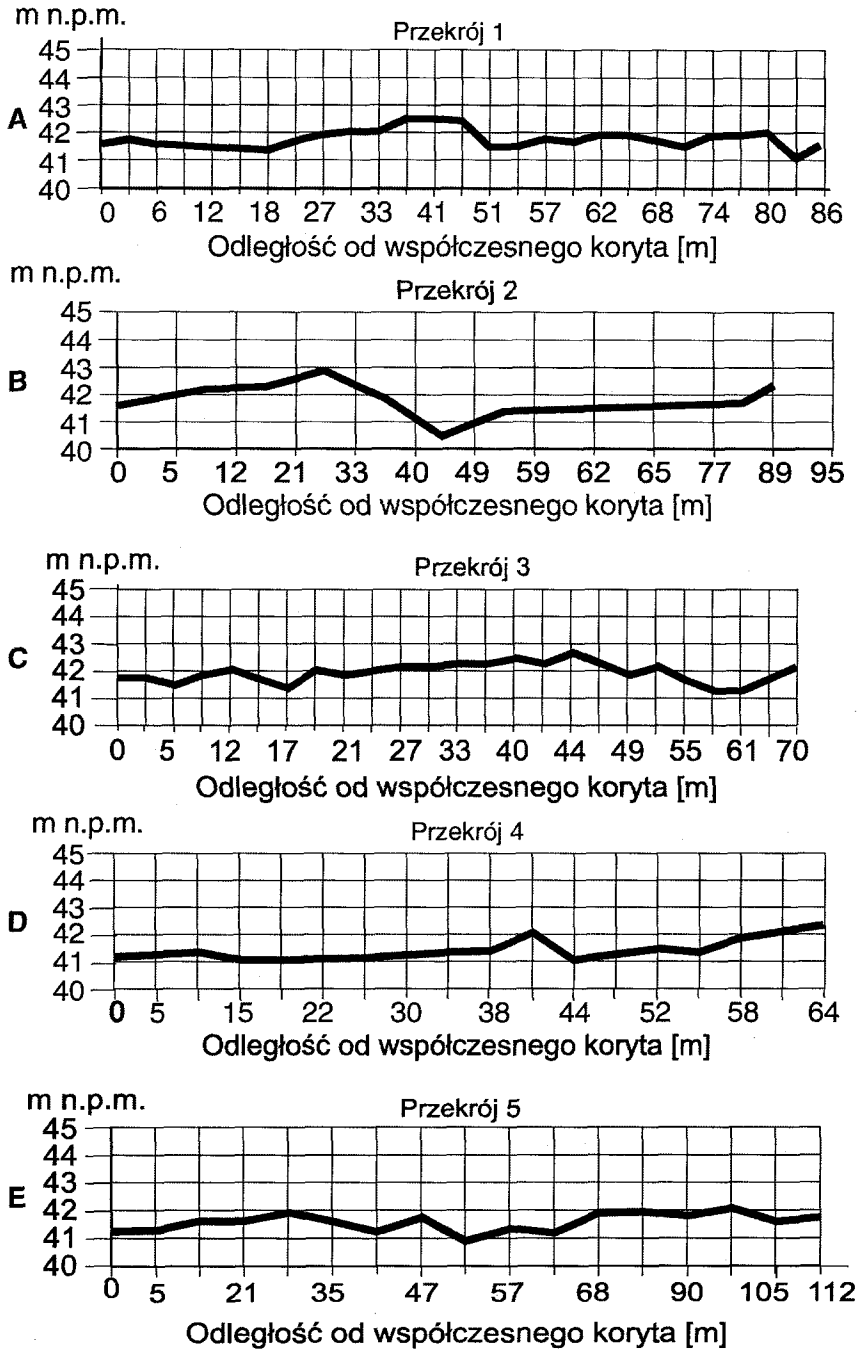


Ryc. 17. *Zmienność litologiczna osadów dna doliny Obry - przekrój geologiczny nr 2*
Objaśnienia jak na ryc. 16

piasków średnioziarnistych występujących w spągu omawianych przekrojów domieszki grubych frakcji są nieznaczne (1%). Ponadto, w przekroju czwartym, w otworach nr 8, 14 i 15 (ryc. 20), stwierdzono występowanie piasków średnioziarnistych z domieszkami materii organicznej, która może pochodzić z odrywania fragmentów brzegu w czasie powodzi i deponowania go razem z osadami piaszczystymi. W podobny sposób mogły powstać zbliżone do opisywanych osady znajdujące się w środkowych partiach przekrojów nr 1 (otwór nr 11; ryc. 16) i nr 2 (otwory nr 5 i 8; ryc. 17).

W przekroju pierwszym (ryc. 16) przeciętna średnica ziarna osadów bruku korytowego przy krawędzi doliny wynosi 1,7 phi, w części środkowej następuje wyraźne pogrubienie zdeponowanego materiału (0,4 phi - otwór nr 14), a w strefie przykorytowej ponowne drobnienie (1,6 phi). Z kolei średnia średnica ziarna osadów zalegających w spągu przekroju trzeciego zmienia się w ujęciu poziomym od wartości 0,9 phi (otwór nr 14) do 1,45 phi (otwór nr 5; ryc. 19). Na powyższe różnice może wpływać rodzaj materiału, jaki był dostępny do transportu w przeszłości. Osady bruku korytowego cechuje średnie lub słabe wysortowanie (SD = 1,5–2,0) oraz ujemne i bardzo ujemne wskaźniki skośności rozkładu uziarnienia, które potwierdzają obecność domieszek grubych frakcji. Rozkłady uziarnienia (Kg = 1,8–2,5) wskazują w tym przypadku na chaotyczny charakter procesu depozycji różnorodnego materiału, bez występowania dominującej frakcji.

W analizowanych przekrojach geologicznych strop osadów bruku korytowego wykazuje bardzo nieznaczną tendencję do obniżania się w kierunku współczesnego koryta (ryc. 18). W przekroju pierwszym i drugim (ryc. 18A i B) oraz w środkowych partiach przekrojów nr 3 i 4 (ryc. 18C i D) jest ona widoczna jedynie w części przekroju bliższej koryta Obry. Ponadto,

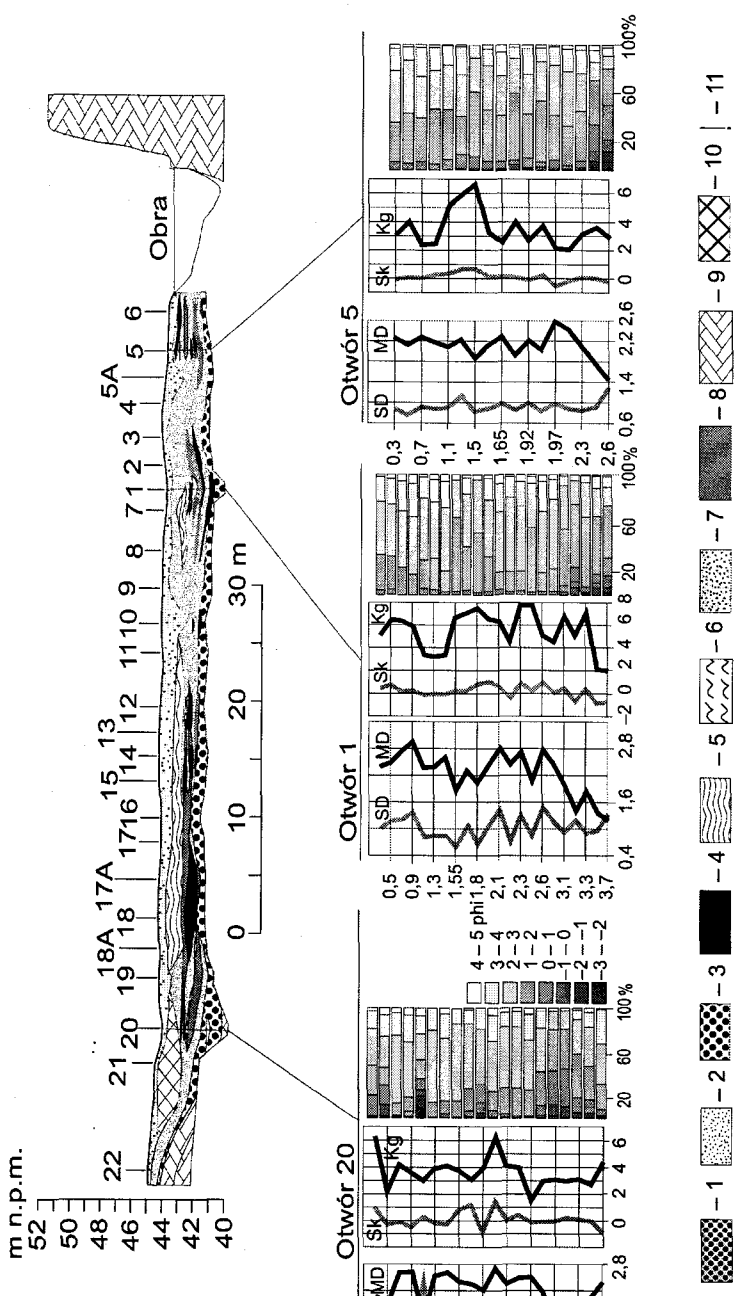


Ryc. 18. Położenie stropu bruku korytowego w przekrojach geologicznych osadów dna doliny Obry

można zauważyć, że w środkowej części przekroju drugiego strop osadów bruku korytowego występuje w otworze nr 8 na rzędnej 40,49 m n.p.m., a więc najniżej z omawianych przekrojów (ryc. 18B). Może to świadczyć o większej intensywności oddziaływania procesu rozmycia powodziowego w tym miejscu. Opisana powyżej tendencja do obniżania się stropu osadów gruboziarnistych może być efektem występowania w podłożu osadów aluwialnych odpornej na rozmywanie gliny zwałowej. Jest ona dodatkowo „uzbrojona" w gruboziarnisty materiał pochodzący z jej rozmycia, co stwierdzono w trakcie poboru prób osadów dennych ze współczesnego koryta Obry (patrz podrozdz. 9.3). Widoczne jest również, że w środkowej części przekroju drugiego (ryc. 18B) powierzchnia bruku korytowego obniża się w kierunku przeciwnym, co może być rezultatem okresowych zmian kierunku migracji koryta (Andrzejewski, 1994). Podobne cechy tej powierzchni zaznaczają się również w pozostałych przekrojach. Są one jednak znacznie mniej wyraźne.

Ponad osadami bruku korytowego występują osady drobniejsze - piaski drobnoziarniste o średniej średnicy ziarna 2,1-2,8 phi. W porównaniu ze spągowymi seriami osadów cechują się lepszym wysortowaniem (SD = 0,6-0,9), związanym ze zmniejszonym udziałem żwirów. Następuje również przejście od rozkładów platykurtycznych do mezokurtycznych i leptokurtycznych (Kg = 3,0-4,5). Osady te zostały zdeponowne podczas opadania wód wezbraniowych (por.: Rotnicki, Młynarczyk, 1989; Passmore, Macklin, 2000). W niektórych profilach pionowych przekrojów nr 1 (otwory nr 6 i 22; ryc. 16) i nr 3 (otwór nr 12, 18A i 20; ryc. 19) wśród osadów drobnoziarnistych pojawiają się wkładki piasków średnioziarnistych o przeciętnej średnicy ziarna 1,5 phi i słabym wysortowaniu. Mogły one być deponowane podczas wezbrań, które nie osiągały poziomu bruku korytowego (Rotnicki, Młynarczyk, 1989).

Ponad warstwami piasków drobnoziarnistych występują silnie rozłożone torfy o barwie czarnej oraz szare i czarne gytie detrytusowe. Osady te pojawiają się w postaci oddzielonych od siebie „skupień". W przekrojach geologicznych nr 1, 3 i 4 widoczne są trzy takie skupienia (ryc. 16, 19 i 20). Prawdopodobnie wskazują one na kolejne fazy migracji koryta Obry. Natomiast w przekroju drugim występuje tylko jedno wyraźne „skupienie" osadów organicznych (ryc. 17). Ślady innych faz migracji koryta zachowały się fragmentarycznie w postaci cienkich, 10-20-centymetrowych poziomów torfowych, często przewarstwionych osadami piaszczystymi (otwory nr 1 i 2; ryc. 17). Podobne sekwencje występują w przekroju piątym (ryc. 21), gdzie osady organiczne wykształcone są w postaci cienkich, poprzerywanych warstw. W przekroju tym, położonym bliżej współczesnego koryta Obry, osady organiczne są lepiej wykształcone, ciągłe (otwory nr 2-6; ryc. 21)

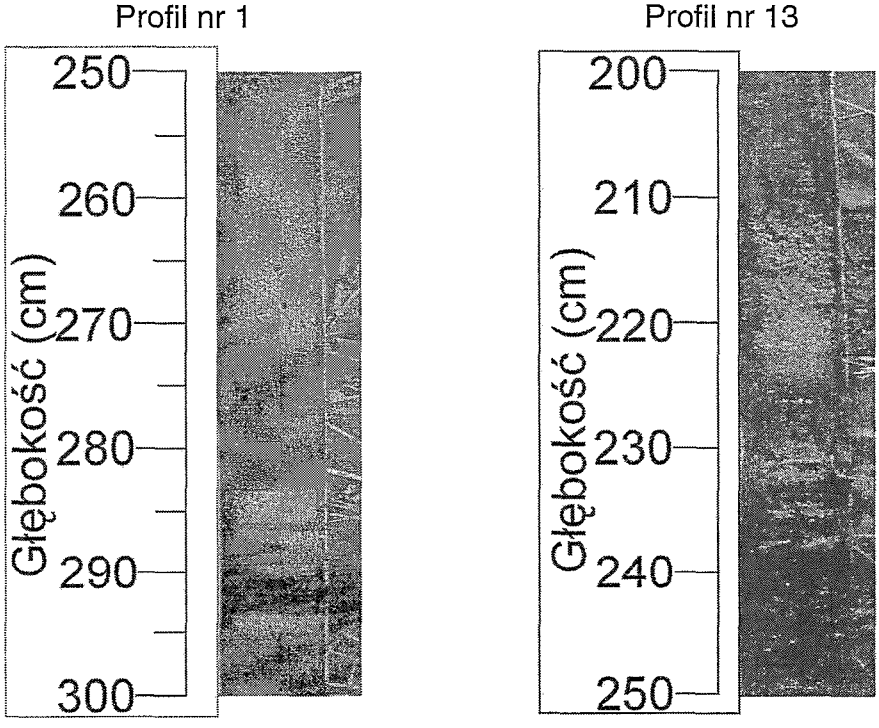


Ryc. 19. Cechy uziarnienia osadów w wybranych otworach przekroju nr 3

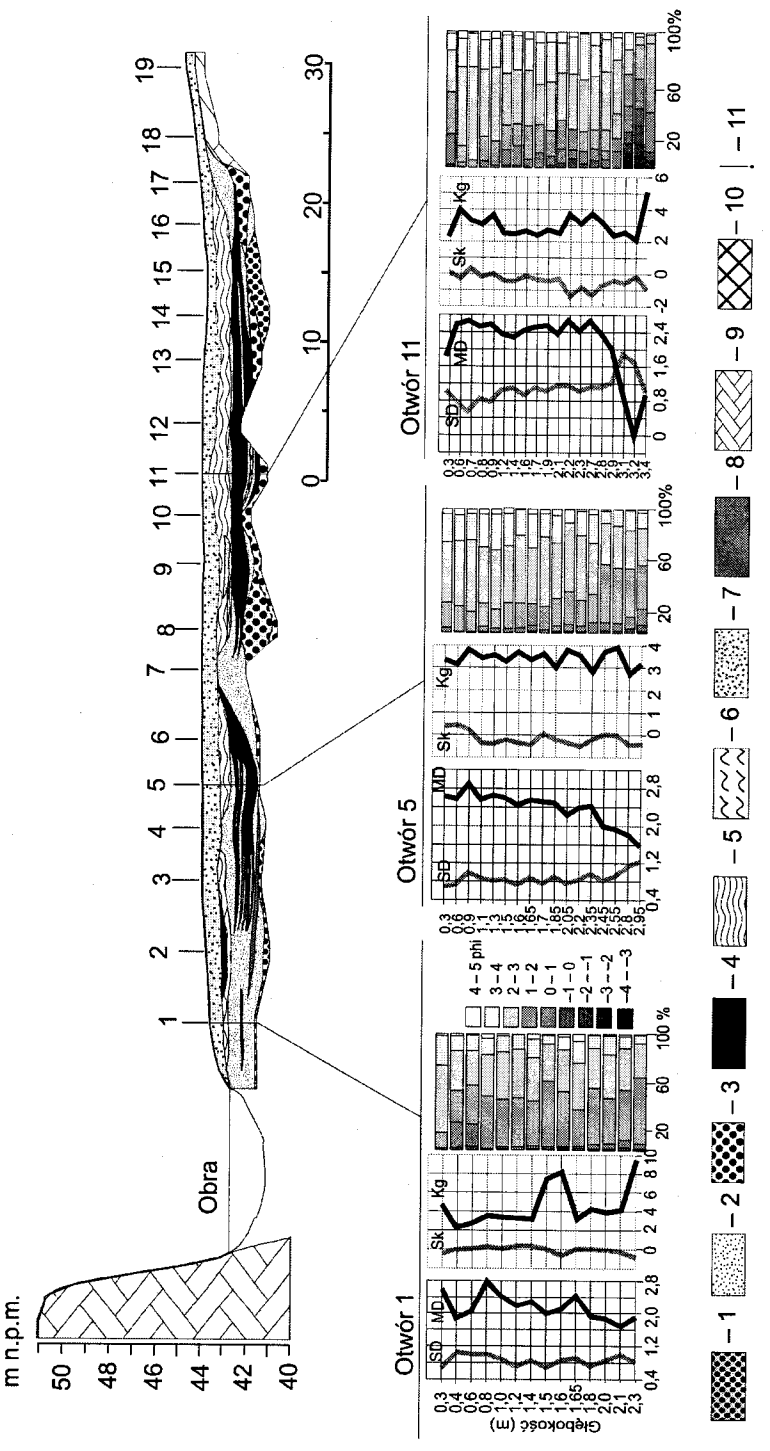
Objaśnienia jak na ryc. 16

i przypuszczalnie należą do jednej z młodszych faz migracji koryta Obry. Z kolei w przekroju trzecim (ryc. 19), w pobliżu krawędzi doliny, został zdeponowany osad wapienny zachowany w postaci soczewki o maksymalnej miąższości 1,5 m i długości 12,5 m. Jego występowanie może być związane z obecnością źródliska.

Nagromadzenia osadów organicznych w przykrawędziowych częściach przekrojów nr 1, 3 i 4 dochodzą do 33 m szerokości w przekroju pierwszym (ryc. 16). Natomiast w środkowych częściach badanych przekrojów występują w postaci warstw osiągających maksymalnie od 20 do 30 cm miąższości, które oddzielone są od siebie licznymi piaszczystymi przewarstwieniami. Ich występowanie jest prawdopodobnie związane ze szczególnie dużymi wezbraniami, w czasie których prędkości przepływu wody na obszarze zatopionej równiny zalewowej były stosunkowo duże. Podczas opadania wód wezbraniowych transportowany materiał piaszczysty był deponowany na powierzchni wcześniej wykształconych osadów organicznych. Przeciętna średnica ziarna, określona dla środkowej partii przekrojów



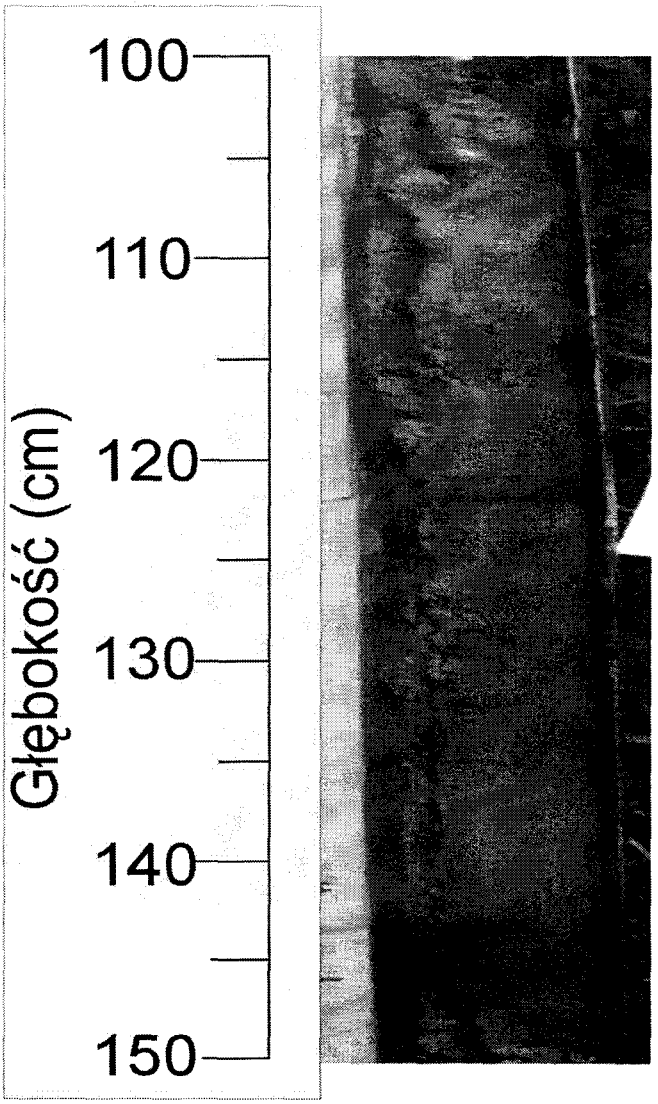
Fot. 3. Przewarstwienia piasków drobnoziarnistych w torfach (przekrój nr 3, fragmenty profilów pionowych nr 1 i 13)



Ryc. 20. Cechy uziarnienia osadów w wybranych otworach przekroju nr 4

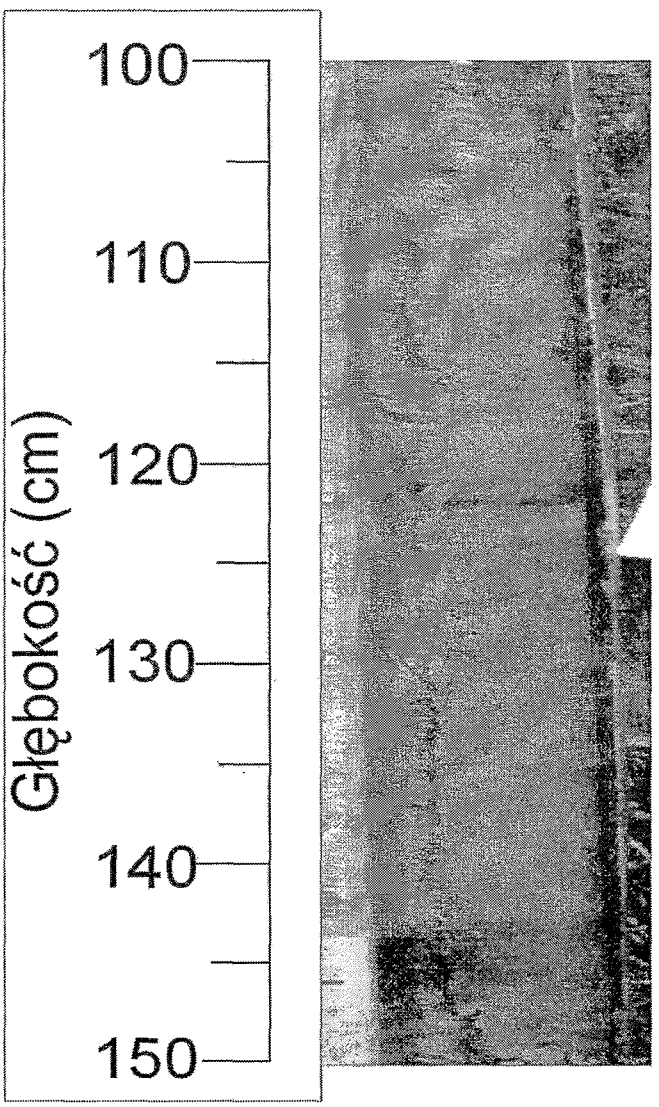
Objaśnienia jak na ryc. 16

pierwszego (otwór nr 19; ryc. 16) i trzeciego (otwór nr 1; ryc. 19), zawiera się w przedziale od 2,5 do 2,8 phi. Posiadają one zróżnicowany względem siebie stopień wysortowania (SD = 0,6–1,5), a ich rozkłady uziarnienia są symetryczne. Drobne warstewki piaszczyste rozdzielające osady torfowe w przekroju czwartym (otwory nr 3 i 4 oraz 11 i 14; ryc. 20) charakteryzują się ujemnie skośnymi rozkładami uziarnienia (Sk = od -0,3 do -1,3). Osad ten

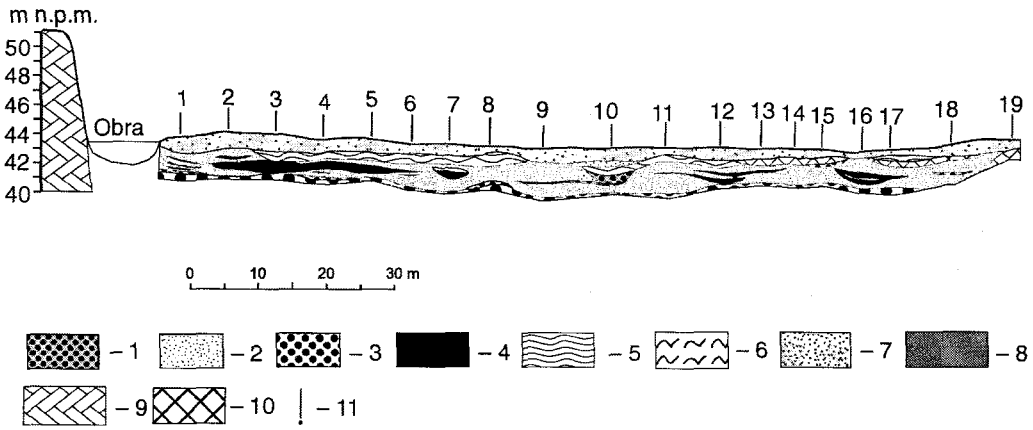


Fot. 4. Mułki piaszczyste w przekroju nr 3 (fragment profilu pionowego nr 13)

pierwszego (otwór nr 19; ryc. 16) i trzeciego (otwór nr 1; ryc. 19), zawiera się w przedziale od 2,5 do 2,8 phi. Posiadają one zróżnicowany względem siebie stopień wysortowania (SD = 0,6–1,5), a ich rozkłady uziarnienia są symetryczne. Drobne warstewki piaszczyste rozdzielające osady torfowe w przekroju czwartym (otwory nr 3 i 4 oraz 11 i 14; ryc. 20) charakteryzują się ujemnie skośnymi rozkładami uziarnienia (Sk = od -0,3 do -1,3). Osad ten



Fot. 4. Mułki piaszczyste w przekroju nr 3 (fragment profilu pionowego nr 13)



Ryc. 21. Zmienność litologiczna osadów dna doliny Obry - przekrój geologiczny nr 5
Objaśnienia jak na ryc. 16

posiada od 7 do 13% materiału grubszego niż 0,5 phi. Zróżnicowanie stopnia wysortowania, wartości średniej średnicy ziarna oraz skośności jest związane z odmiennymi warunkami hydrodynamicznymi w czasie wezbrań powodziowych pozostawiających wkładki piaszczystego materiału. Należy podkreślić, że różnice w wartości wskaźnika MD w poszczególnych laminach powodują niewielkie „zakłócenia" w cyklu drobnienia osadów ku stropowi badanych profilów pionowych. Zapis dużych wezbrań powodziowych w aluwiach dna doliny rzeki meandrującej zaznacza się w postaci cienkich warstewek piasków drobnoziarnistych oraz piasków mułkowatych (Page i in., 2003).

Nagromadzenia osadów organicznych występujące w bezpośrednim sąsiedztwie współczesnego koryta Obry zawierają silnie rozłożone, czarne torfy. Miąższości tych osadów sięgają od 20 do 30 cm (przekrój nr 1; otwór nr 25; ryc. 16) i przypuszczalnie należą do najmłodszej z faz migracji koryta. Rozdzielone są one warstwami piasków drobnoziarnistych. Ich ilość jest mniejsza niż w innych przekrojach. W czwartym przekroju geologicznym bezpośrednio przy korycie Obry znajduje się tylko jedna warstwa torfów o miąższości 30 cm.

W stropowych partiach omawianych przekrojów występują mułki piaszczyste o barwie rdzawej. Są to najdrobniejsze osady facji pozakorytowej. W badanych przekrojach miąższość ich jest zróżnicowana i wynosi od 0,25 do 1,45 m. Nie stanowią one jednej ciągłej warstwy. Jest to prawdopodobnie efekt erozyjnego rozmywania tych osadów w czasie wezbrań powodziowych. W osadach tych średnia średnica ziarna wynosi od 2,6 do 3,1 phi,

a wyższe wartości wskaźnika odchylenia standardowego wiążą się ze średnim lub słabym ich wysortowaniem (SD = 1,4–1,8).

Stropowe partie przekrojów budują piaski drobnoziarniste z domieszkami organicznymi w postaci korzeni roślin, fragmentów próchnicy i kawałków drewna. Niekiedy zawierają rdzawe laminacje. Ich miąższość wynosi od 30 do 120 cm, a wskaźnik przeciętnej średnicy ziarna zawiera się w przedziale od 2,2 do 2,5 phi, przy odchyleniu standardowym 0,7–1,2. Wskazuje to na dobry i średni stopień wysortowania. Rozkłady uziarnienia w większości należą do leptokurtycznych (Kg = 3,2–4,0).

Litofacje aluwialnego wypełnienia dna doliny

Podziału osadów aluwialnych na litofacje dokonano opierając się na ich następujących właściwościach:

1. Cechy uziarnienia osadów oraz wskaźniki rozkładu uziarnienia (średnia średnica ziarna, odchylenie standardowe, kurtoza graficzna i skośność), obliczone przy zastosowaniu metody momentów (Grzegorczyk, 1970).
2. Wartość klasy modalnej.
3. Obecność lub brak domieszek frakcji drobnoziarnistych lub gruboziarnistych.

Dla każdej z wydzielonych litofacji obliczono średnie wartości wskaźników uziarnienia oraz ich odchylenia standardowe, informujące o stopniu zmienności danej cechy w obrębie badanej grupy osadów. Ponadto, dla wszystkich prób w ramach każdej z badanych populacji określono średni rozkład częstości występowania poszczególnych frakcji. Na tej podstawie uzyskano cechy uziarnienia określające charakter wydzielonych grup osadów.

Wyróżniono sześć litofacji (ryc. 22). Pięć z nich należy do facji korytowej, natomiast szósta do facji pozakorytowej. Litofacjom nadano następujące oznaczenia literowe: 1 - LAG: bruk korytowy, 2 - PBB: odsyp meandrowy, dolna część, 3 - PBM1: odsyp meandrowy, dolny segment środkowej części, 4 - PBM2: odsyp meandrowy, górny segment środkowej części, 5 - PBT: odsyp meandrowy, górna część, 6 - VA: osad powodziowy. W stosowanych nazwach i procedurze wyznaczania poszczególnych grup osadów wzorowano się na pracy Rotnickiego i Młynarczyka (1989).

Poniżej przedstawiono charakterystykę wyróżnionych litofacji:

1. **LAG - litofacja żwirowo-piaszczysta.** Tworzą ją frakcje żwirowe, nieposiadające wyraźnie wyodrębnionej klasy modalnej, oraz frakcje piaszczyste, gruboziarniste i średnioziarniste, z klasą modalną 1,0–1,5 phi o częstości 17,8% (ryc. 22). Udział frakcji żwirowej wynosi 9,83%, frakcji piasku gruboziarnistego 26,21%, a piasku średnioziarnistego 35,43%. Przeciętna średnica

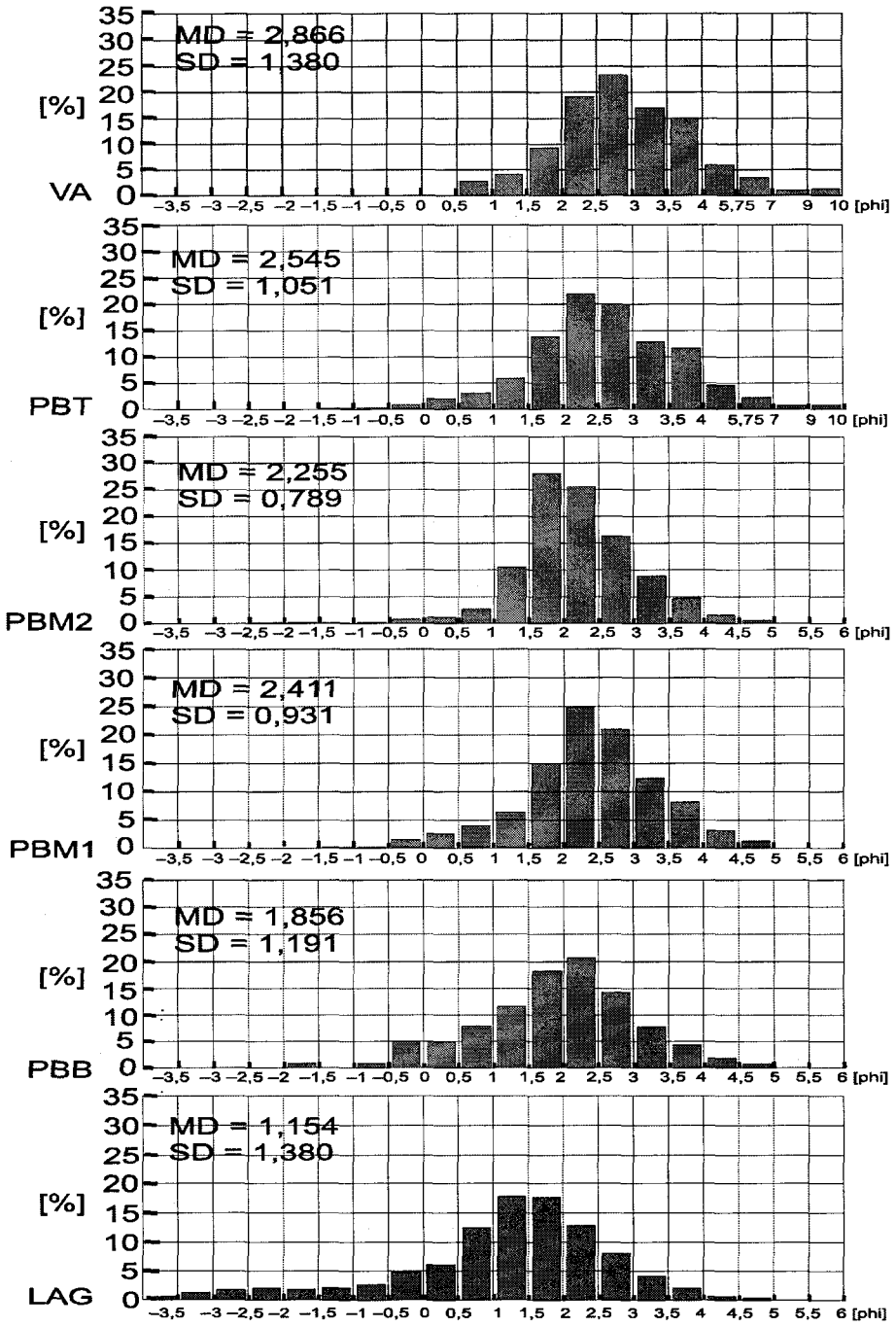
ziarna wynosi 1,154 phi (ryc. 22). Osady te charakteryzują się słabym wysortowaniem (SD = 1,38) i dużą skośnością ujemną (Sk = -0,528), świadczącą o znacznym udziale domieszek frakcji żwirowych. Należące tu osady bruku korytowego charakteryzują się dużą zmiennością przestrzenną. Wskazują na to wysokie wartości odchylenia standardowego w odniesieniu do wszystkich obliczonych wskaźników uziarnienia (tab. 1). W obrębie tej litofacji średnia średnica ziarna zmienia się od 1,914 do -0,004 phi. Największe różnice cechują wskaźnik kurtozy (od 1,149 do 7,155), które wskazują, że obok bardzo platykurtycznych rozkładów uziarnienia występują tu również rozkłady leptokurtyczne z wyraźnie zaznaczoną frakcją dominującą. Podobne zróżnicowanie dotyczy zmienności odchylenia standardowego. Pomimo że całą litofację charakteryzuje stosunkowo słabe wysortowanie, występują tu również osady o wysortowaniu lepszym (minimalna wartość SD = 0,766).

2. **PBB - litofacja piaszczysta średnioziarnista i drobnoziarnista z udziałem piasku gruboziarnistego (18,94%).** Średnie wartości rozkładu populacji dla prób litofacji PBB wynoszą: dla piasku średnioziarnistego 30,08%, a dla piasku drobnoziarnistego 47,1%. Oprócz wyżej wymienionego udziału piasku gruboziarnistego występują tu również niewielkie domieszki frakcji

Tabela 1. Wskaźniki uziarnienia litofacji osadów aluwialnych doliny Obry (wartości średnie dla populacji i ich odchylenia standardowe)

Litofacja		Wskaźniki uziarnienia				
		średnia średnica	odchylenie standardowe	kurtoza	skośność	liczebność
		MD	SD	Kg	Sk	N
VA	średnia	2,866	1,193	4,517	0,306	71
	δ	0,275	0,421	1,552	0,987	
PBT	średnia	2,545	1,051	4,814	0,422	67
	δ	0,233	0,315	2,233	1,023	
PBM2	średnia	2,255	0,789	4,146	-0,030	55
	δ	0,288	0,135	1,908	0,544	
PBM1	średnia	2,411	0,931	3,661	-0,340	48
	δ	0,198	0,220	1,352	0,499	
PBB	średnia	1,856	1,191	3,425	-0,309	34
	δ	0,208	0,326	1,609	0,569	
LAG	średnia	1,154	1,380	3,418	-0,528	30
	δ	0,485	0,410	1,466	0,569	

Wartości MD podano w skali phi



Ryc. 22. Litofacje aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry (nazwy litofacji wg Rotnickiego i Młynarczyka, 1989)

żwirowych. Wartość klasy modalnej zawiera się w ramach frakcji drobnoziarnistych (2,0–2,5 phi - 20,63%), a średnia średnica ziarna wynosi 1,856 phi (ryc. 22). Są one nieco lepiej wysortowane niż litofacja bruku korytowego. W porównaniu z poprzednią grupą ich zróżnicowanie przestrzenne jest mniejsze. Wartości odchylenia standardowego średniej średnicy ziarna i wysortowania są małe i wynoszą odpowiednio 0,208 i 0,326 (tab. 1). Natomiast rozkłady uziarnienia są ujemnie skośne (Sk = -0,309), choć nie w tak dużym stopniu, jak w litofacji LAG.

3. **PBM1 - litofacja piaszczysta drobnoziarnista z domieszką piasku gruboziarnistego (7,9%).** W średnim rozkładzie częstości populacji udział piasku średnioziarnistego i piasku drobnoziarnistego wynosi odpowiednio 21,23 i 45,72%. Wartość klasy modalnej zawiera się w przedziale od 2,0 do 2,5 phi (ryc. 22). Od litofacji PBB różni się ona brakiem domieszek żwirowych oraz znacznie mniejszym udziałem piasku gruboziarnistego. Ponadto, litofacja PBM1 charakteryzuje się lepszym wysortowaniem (SD = 0,931) oraz większą średnią średnicą ziarna (MD = 2,411 phi). Dominują tu mezokurtyczne i ujemnie skośne rozkłady uziarnienia (-0,340). W porównaniu z wcześniej omawianymi populacjami uziarnienie tych osadów cechuje się małą zmiennością (tab. 1). Odchylenia standardowe obliczone dla wskaźników uziarnienia mają niskie wartości.

4. **PBM2 - litofacja piaszczysta średnioziarnista i drobnoziarnista.** Udział piasku średnioziarnistego wynosi 38,31%, a piasku drobnoziarnistego 41,53%. W porównaniu do litofacji PBM1 osady te charakteryzują się prawie dwukrotnie niższym udziałem domieszek piasku gruboziarnistego (4,47%) i jednocześnie większą zawartością frakcji piaszczystych w przedziale od 0,25 do 0,5 mm. Z tego powodu klasę modalną wyznaczają tu większe średnice niż w osadach grupy PBM1. Wynoszą one od 1,5 do 2,0 phi (ryc. 22). Cechy te wpływają na położenie względem siebie obydwu tych litofacji w układzie koordynatów trójkątnych (ryc. 23). Litofacja PBM2 zajmuje środek podstawy diagramu, natomiast PBM1 leży nieco powyżej i jednocześnie jest „przesunięta" w kierunku drobniejszych frakcji. Osady te charakteryzuje najlepszy stopień wysortowania wśród wszystkich wydzielonych litofacji (SD = 0,789). Wartość średnia przeciętnej średnicy ziarna wynosi 2,255 phi. W porównaniu z populacją PBM1 następuje przejście od ujemnie skośnych i mezokurtycznych rozkładów uziarnienia w kierunku symetrycznych i leptokurtycznych (Sk = -0,030). Jest to spowodowane znikomą ilością domieszek frakcji gruboziarnistych. Niskie wartości odchyleń standardowych dla poszczególnych wskaźników świadczą o ich stosunkowo małej zmienności.

5. **PBT - litofacja piaszczysta drobnoziarnista i bardzo drobnoziarnista.** Udział piasku drobnoziarnistego wynosi 42,03%, a bardzo drobnoziarniste-

go 24,47% (łącznie 66,5% całej populacji). Zaznacza się tu również niewielki udział frakcji mułkowych (7,25%). Klasa modalna mieści się w przedziale od 2,0 do 2,5 phi (ryc. 22). Średnia średnica ziarna dla tej litofacji wynosi 2,545 phi. W porównaniu ze środkową częścią odsypu meandrowego słabszy jest stopień wysortowania osadów (SD = 1,051), a rozkłady uziarnienia „przechodzą" od symetrycznych do dodatnio skośnych (Sk = 0,422). Wskaźnik ten charakteryzuje jednak duża zmienność (δ = 1,023) (tab. 1). Obok rozkładów dodatnich pojawiają się w dalszym ciągu rozkłady symetryczne, a nawet nieznacznie ujemne. W podobny sposób zróżnicowana jest kurtoza.

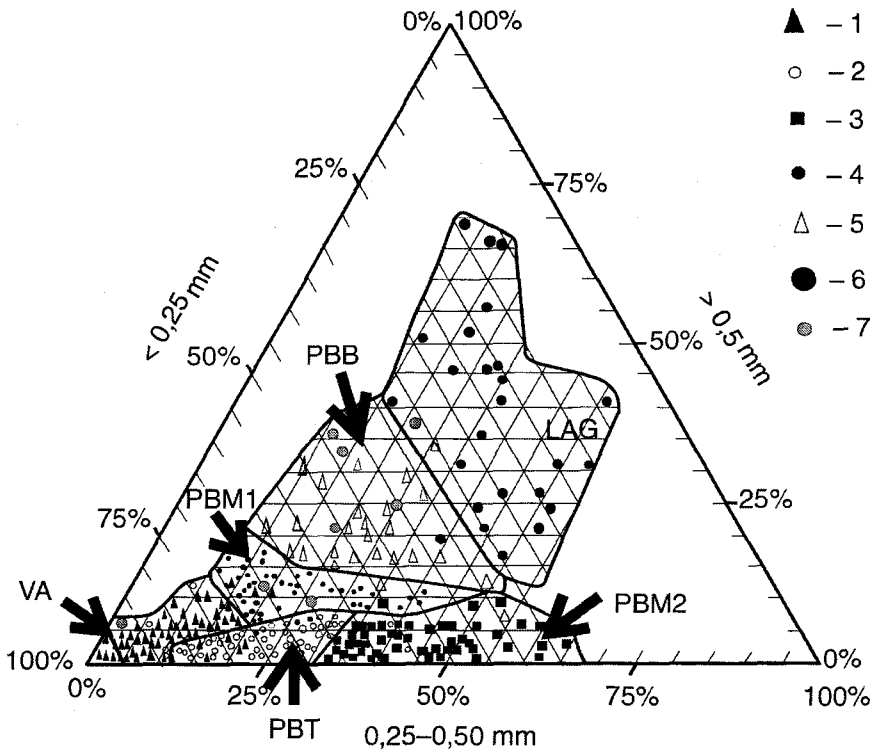
6. **VA - litofacja mułkowo-piaszczysta.** Udział piasku drobnoziarnistego wynosi w tym przypadku 41,95%, piasku bardzo drobnoziarnistego 31,48%, a frakcji mułkowych 9,97% (ryc. 22). Średnia średnica ziarna jest równa 2,866 phi. Osady te są słabo wysortowane (SD = 1,051), o średnim rozkładzie leptokurtycznym i dodatnio skośnym. Dwie ostatnie z wymienionych cech są bardzo zróżnicowane (tab. 1).

W celu dokładnego zbadania różnic między wyżej wymienionymi grupami osadów rozkłady uziarnienia poszczególnych prób przedstawiono w układzie trójzmiennych danych o stałej sumie (ryc. 23). Zastosowano podział na następujące trzy grupy frakcji uziarnienia: poniżej 0,25 mm, od 0,25 do 0,5 mm oraz powyżej 0,5 mm. W ten sposób możliwe stało się określenie różnic między poszczególnymi litofacjami, szczególnie w zakresie frakcji piaszczystych (por.: Rotnicki, Młynarczyk, 1989).

Podłoże osadów aluwialnych doliny Obry stanowi glina zwałowa, która na diagramie nie tworzy wyraźnego skupienia (ryc. 23). Warunki, w jakich się formowała, nie sprzyjały wykształceniu się jednej dominującej cechy uziarnienia, według której mogłaby ona zostać zaliczona do określonej litofacji.

Frakcje dolnej części odsypu meandrowego (PBB) zajmują centralną część diagramu (ryc. 23). Powyżej nich mieszczą się osady bruku korytowego (LAG). Cechuje je większa ilość materiału żwirowego, która w litofacji LAG sięga maksymalnie 65-70%. Charakterystyczne jest, że udział frakcji powyżej 0,5 mm w osadach bruku korytowego jest bardzo różny w poszczególnych próbach (od 20 do 70%). Świadczy to o przestrzennym zróżnicowaniu warunków tworzenia się tej litofacji, na co wskazują wysokie wartości odchylenia standardowego średniej średnicy ziarna (tab. 1).

Litofacje PBT i PBM2 występują przy podstawie diagramu. Różnice pomiędzy nimi można zaobserwować w obrębie udziału frakcji 0,25-0,50 mm. Powyżej nich położona jest facja PBM1. Współzależności między osadami dolnego i górnego segmentu środkowej części odsypów meandrowych opisano powyżej (w ramach charakterystyki poszczególnych grup osadów).



Ryc. 23. Podział na litofacje osadów aluwialnych badanego odcinka doliny Obry ze względu na udział frakcji: > 0,5 mm, od 0,5 do 0,25 mm i < 0,25 mm

1 – litofacja VA, 2 – PBT, 3 – PBM2, 4 – PBM1, 5 – PBB, 6 – LAG, 7 – gliny zwałowe

Z analizy diagramu (ryc. 23) wynika, że litofacja powodziowa (VA) została zgrupowana w prawym jego rogu. Wiąże się to z największą, w porównaniu z innymi facjami, zawartością najdrobniejszego materiału (< 0,25 mm).

Wydzielenie litofacji aluwiów dna doliny Obry pozwoliło na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Litofacja bruku korytowego to osad bardzo zróżnicowany wewnętrznie i słabo wysortowany, co jest efektem dużej zmienności środowiska hydrodynamicznego, w tym erozji wirowej i rozmycia powodziowego dna koryta. Działały one z różną siłą w poszczególnych miejscach doliny, przez co w odmienny sposób wzbogacały osad w domieszki gruboziarniste.

2. Przestrzenna zmienność położenia stropu osadów bruku korytowego wskazuje na słabą tendencję do wcinania się koryta rzeki w podłoże aluwialnego wypełnienia dna doliny. Widoczne jest to zwłaszcza w profilach drugim, trzecim i czwartym (ryc. 18B, C i D), gdzie powierzchnia tej litofacji obniża się w kierunku obecnego położenia koryta Obry. Brak wyraźnie za-

znaczonej tendencji tego rodzaju można tłumaczyć dużą odpornością gliny zwałowej na rozmywanie. Ponadto, można przypuszczać, że Obra na skutek procesu erozji wgłębnej stosunkowo szybko „dotarła" do osadów glacjalnych. Powyższe przyczyny wpłynęły na sposób kształtowania się doliny Obry, a w szczególności na brak zaznaczonych w rzeźbie terenu poziomów terasowych. Widoczne jest także, że w środkowej części przekroju drugiego (ryc. 18B) powierzchnia bruku korytowego obniża się lokalnie w kierunku przeciwnym, co może świadczyć o krótkotrwałym odwrotnym kierunku migracji koryta w przeszłości. Podobne odwrócenie kierunku obniżania się warstwy bruku korytowego stwierdzono w dolinie rzeki Tążyny (Andrzejewski, 1994).

3. Litofacje dolnej i środkowej części odsypów meandrowych reprezentują środowisko korytowe. W części z nich świadczy o tym obecność domieszek materiału żwirowego i gruboziarnistego, a także dobry stopień wysortowania. Osady te odpowiadają procesom akumulacji podczas migracji koryta, które wpływały bezpośrednio na kształtowanie się zakoli meandrowych.

4. Litofacja górnej części odsypów meandrowych (PBT) należy do środowiska o charakterze przejściowym. Osady były składane zarówno w wyniku procesu akumulacji materiału piaszczystego, jak i procesu dekantacji frakcji mułkowych w środowisku pozakorytowym. Tworzą one strop odsypów meandrowych i powstają przy opadaniu fali powodziowej, przy stanach zbliżonych do pełnokorytowego (Rotnicki, Młynarczyk, 1989).

5. Litofacja VA ukształtowała się w środowisku pozakorytowym. Uziarnienie tych osadów jest zróżnicowane przestrzennie. Występują tu osady posiadające 10% domieszki materiału powyżej 0,5 mm. Część tych osadów mogła kształtować się w warunkach zbliżonych do litofacji PBT. Wskazuje na to również zgrupowanie w układzie trójzmiennych (ryc. 23) „blisko siebie" obu tych litofacji. Cechy te wskazują na heterogeniczny charakter osadów powodziowych. Wykazały to również badania prowadzone przez innych autorów: w dolinie Prosny (Młynarczyk, Rotnicki, 1989) oraz w dolinach dopływów dolnej Wisły (Andrzejewski, 1994). Andrzejewski (1994) wykazał, że w poszczególnych dolinach rzecznych właściwości uziarnienia litofacji osadów aluwialnych mogą różnić się znacznie między sobą. Może być to uwarunkowane dynamiką przebiegu procesów fluwialnych, litologią podłoża i fizjografią dolin.

6. Osady aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry można również odnieść do zastosowanego przez G.J. Brierleya i E.J. Hickina (1992) podziału litofacji. Piaski gruboziarniste z domieszkami frakcji żwirowych, występujące w partiach spągowych badanych przekrojów (litofacja LAG), oraz piaski

średnioziarniste (litofacja PBB) można zaliczyć do facji korytowej oraz osadów tworzących „podstawę" odsypów meandrowych (*channel bed and bar platform sediments*; Brierley, Hickin, 1992). Natomiast osady organiczne występujące w postaci wyraźnie oddzielonych od siebie „skupień" należałoby - według tych autorów - określić jako osady wypełnienia koryta (*channel fill sediments*), a mułki piaszczyste (litofacja VA) jako *overbank sediments*. Podział ten jednak nie opisuje jednoznacznie różnic w procesie powstawania osadów bruku korytowego i osadów odsypów meandrowych.

Z porównania wydzielonych przez Rotnickiego i Młynarczyka (1989) litofacji aluwiów dna doliny Prosny oraz doliny Obry widać wyraźne „przesunięcie" litofacji Obry w kierunku mniejszych średnic ziarna. Dotyczy to w szczególności grup osadów typu LAG, PBB i PBM1. Świadczy o zróżnicowaniu natężenia procesów transportu osadów w korycie rzecznym oraz rodzaju materiału dostępnego do transportu w środowisku prądowym. Przepływ pełnokorytowy w rzece Prośnie (wodowskaz Mirków) wynosi około 22,5 $m^3 \cdot s^{-1}$, natomiast podczas powodzi osiąga 65 $m^3 \cdot s^{-1}$ przy prawdopodobieństwie wystąpienia raz na pięć lat (Rotnicki, Młynarczyk, 1989). W okresie prowadzenia pomiarów hydrometrycznych stwierdzono, że przepływ zbliżony do pełnokorytowego wynosi około 8 $m^3 \cdot s^{-1}$. Tak duże różnice w objętości przepływu mają swoje odbicie w warunkach, w jakich odbywa się transport osadów. Mają również wpływ na natężenie rozmywania dna koryta i związane z tym procesem wzbogacanie warstwy bruku korytowego w gruboziarniste frakcje. Intensywność i skala oddziaływania procesu erozji wirowej i rozmycia powodziowego w korycie Obry zostaną omówione w dalszej części pracy.

Litofacja powodziowa VA zajmuje nieco bardziej rozległą część diagramu niż litofacja VA Prosny. Analiza uziarnienia tych osadów wykazała, że w dolinie Obry tworzy je znacznie grubszy materiał (MD = 2,866 phi), posiadający domieszki zarówno frakcji mułkowej, jak i piasków drobnoziarnistych. Trudno w tym przypadku jednoznacznie określić przyczynę występowania tych różnic. Jak już podkreślono, znaczenie mogą mieć warunki transportu i depozycji osadów na obszarze równiny zalewowej oraz dostawa sedymentu ze zlewni rzecznej. W przypadku stosunkowo niewielkiej szerokości dna doliny możliwe jest „wzbogacanie" osadu powodziowego w transportowany poprzez spływ powierzchniowy materiał pochodzący ze zboczy doliny i najbliższego otoczenia. Jednak przy braku badań nad natężeniem spłukiwania na stokach w dolinie Obry trudno jest udowodnić istotność jego wpływu. W przypadku litofacji PBM2 i PBT dla Obry i Prosny różnice są nieznaczne. Można więc przypuszczać, że proces kształtowania tych dwóch grup osadów przebiegał podobnie.

8.1. Analiza zmienności wybranych pierwiastków chemicznych w osadach aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry

Badania geochemiczne osadów późnoglacjalnych i holoceńskich w większości dotyczą osadów akumulowanych w zbiornikach jeziornych (Starkel i in., 1996; Wojciechowski, 2000). Opracowania cech geochemicznych osadów rzecznych są stosunkowo nieliczne. W dziedzinie tej prowadzono głównie badania nad wpływem zanieczyszczeń metalami pochodzącymi z eksploatacji górniczej (Lewin i in., 1977; Macklin, Lewin, 1989; Passmore, Macklin, 1994). Próbowano wydzielić okresy sedymentacji przed, w trakcie i po okresie intensywnej eksploatacji górniczej. Stwierdzono jednak, że trudno jest osiągnąć ten cel ze względu na migrację zanieczyszczeń w głąb osadów aluwialnych, a także ze względu na rozpad lub metamorfozę minerałów zawierających badane komponenty (Hudson-Edwards i in., 1998). Radioizotopy ^{7}Be, ^{134}Cs, ^{137}Cs, ^{210}Pb stosowano w badaniach nad procesami erozji i akumulacji w dolinach rzecznych. Służyły one jako znaczniki umożliwiające scharakteryzowanie dynamiki dostawy zwietrzelin transportowanych w zawiesinie oraz określenie głównych źródeł ich dostawy (Froehlich, Walling, 1992, w: Froehlich, 1999), jak również ocenę natężenia akumulacji w czasie wezbrań na równinach zalewowych i w zbiornikach retencyjnych (Froehlich, 1999). Izotopy cezu i ołowiu wykorzystywano również w modelach opisujących wpływ wezbrań na wielkość akumulacji osadów na równinie zalewowej (Siggers i in., 1999).

Analiza zawartości wybranych pierwiastków chemicznych aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry posłużyła do podjęcia próby wydzielenia grup geochemicznych osadów aluwialnych (ryc. 26). Umożliwiło to wstępne określenie typów środowisk sedymentacyjnych doliny rzeki nizinnej. Celem badań była również odpowiedź na pytanie, czy w badanym fragmencie doliny litologia i skład chemiczny osadów są od siebie w istotny sposób uzależnione i na ile wiarygodny zapis zmian zachodzących na obszarze zlewni rzecznej stanowi zmienność składu chemicznego osadów rzecznych. Szczegółowej analizie poddano następujące metale: żelazo, mangan, cynk, miedź, wapń, magnez, potas i chrom. W literaturze zmienność koncentracji tych pierwiastków w osadach jest interpretowana jako wskaźnik typu środowiska (np. środowiska redukcyjnego) lub dominującego typu denudacji (Borówka, 1992; Wojciechowski, 2000). Przyczyny wyboru chromu oraz właściwości tego pierwiastka omówiono w podrozdziale 8.2.

Do szczegółowej analizy składu chemicznego wybrano fragment rdzenia pochodzący ze środkowej części przekroju geologicznego nr 1 - otwór 18

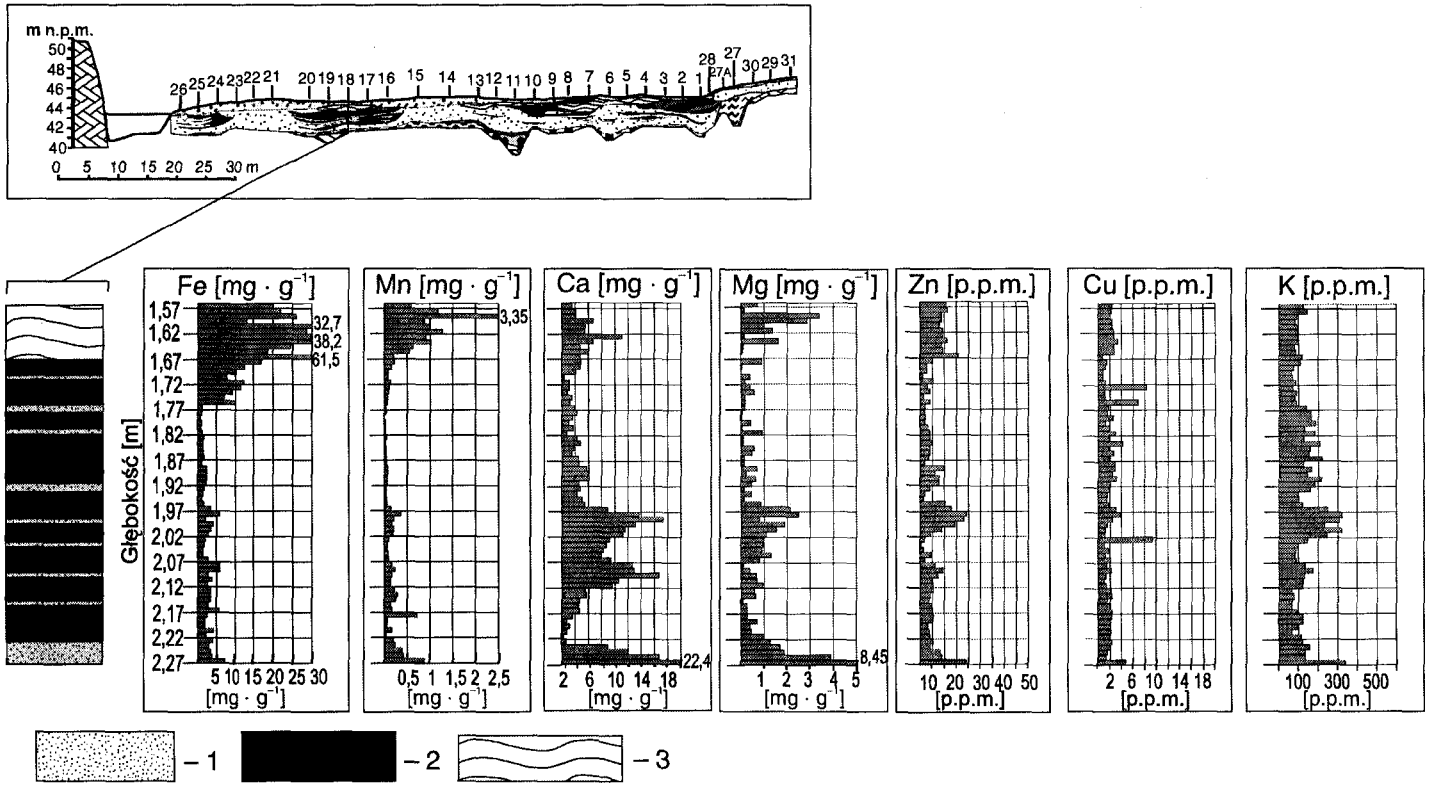
(ryc. 24). W spągu budują go piaski drobnoziarniste, przechodzące poniżej w materiał średnio- i gruboziarnisty. Powyżej zalegają torfy, często przewarstwione drobnymi laminami piasków drobnoziarnistych o miąższości od 1 do 2 cm. Strop natomiast budują mułki piaszczyste (ryc. 24). Urozmaicona litologia stwarza możliwość analizy zmienności geochemicznej w zależności od zmian cech osadów aluwialnych. Występują tu osady o stosunkowo wysokim współczynniku filtracji (piaski drobnoziarniste) oraz osady organiczne, w których migracja większości makro- i mikroelementów może być bardzo utrudniona (Perelman, 1971). Zawierają one koloidalne substancje próchniczne i mineralne, tworzące bardzo trwałe wiązania z migrującymi w osadach substancjami i pierwiastkami chemicznymi. Utwory torfowe są jednym z przykładów bariery geochemicznej typu adsorpcyjnego (Perelman, 1971).

Należy podkreślić, że przedstawiona poniżej analiza obejmuje tylko fragment pojedynczego profilu pionowego na obszarze doliny Obry i jej rezultatem mogą być jedynie wstępne wnioski dotyczące wyżej postawionych problemów. Ich rozwinięcie wiąże się z koniecznością przeprowadzenia dalszych badań.

Charakterystyka składu chemicznego osadów aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry

Żelazo i mangan

Żelazo jest jednym z najpowszechniej spotykanych składników wód naturalnych. Występuje w postaci rozpuszczonej, w zawiesinie oraz w stanie koloidalnym (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999). Jest to pierwiastek cechujący się bardzo zmienną ruchliwością w zależności od panujących warunków oksydacyjno-redukcyjnych. W środowisku redukującym bez siarkowodoru jony tego pierwiastka łatwo migrują (Borówka, 1992). Jednak w strefie przypowierzchniowej szybko ulegają utlenieniu i wytrącają się w postaci zawiesin koloidalnych. Największe zawartości tego metalu spotyka się w utworach mineralnych, zwłaszcza bogatych w substancje koloidalne. Żelazo odznacza się słabą zdolnością do migracji również w środowisku redukującym w obecności siarkowodoru (następuje strącanie trudno rozpuszczalnego siarczku żelaza) (Borówka, 1992; Salminen i in., 2004). Zawartość żelaza w piaskach drobnoziarnistych, występujących w spągu analizowanej części rdzenia, wynosi od 3 do 8 mg · g^{-1} (ryc. 24). Powyżej, w piaszczystych laminach, wartości te są jeszcze niższe (1–5 mg · g^{-1}). Z kolei w osadach torfowych, na głębokościach 2,17; 2,08–2,09 i 1,98 m p.p.t., obserwuje się wzrost zawartości żelaza sięgający 6 mg · g^{-1}. Do bardzo gwałtownej zmiany dochodzi w górnej części profilu, podczas pojawienia się bogatych w substan-



Ryc. 24. Zmiany zawartości wybranych pierwiastków chemicznych w osadach aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry (przekrój nr 1; fragment rdzenia 18)

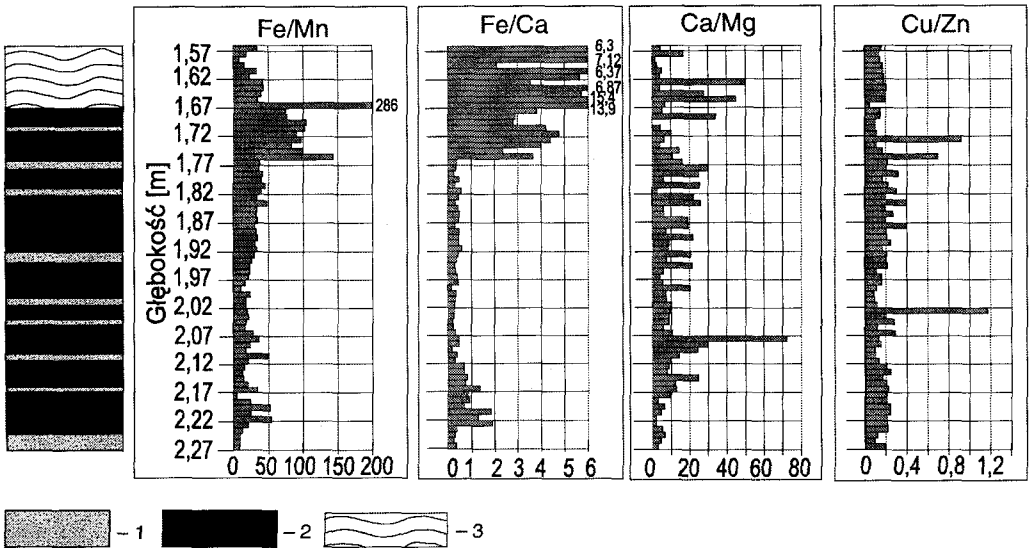
1 – piaski drobnoziarniste, 2 – torfy, 3 – mułki piaszczyste. Zawartość cynku, miedzi i potasu przedstawiono w skali 1000 razy mniejszej niż pozostałe pierwiastki

cje koloidalne mułków piaszczystych. Zaznacza się ona już w stropowej części torfów, na głębokości 1,68–1,76 m p.p.t., gdzie zawartość żelaza wzrasta do 10–13 mg · g^{-1}. Do jeszcze większego wzrostu (od 15 mg · g^{-1} do 61,5 mg · g^{-1}) dochodzi w obrębie osadów mułkowych (ryc. 24).

Mangan w środowisku wód podziemnych występuje razem z żelazem, głównie w postaci wodorowęglanu, siarczanu i w kompleksowych związkach organicznych. Z reguły spotykany jest w niższym stężeniu niż żelazo, co jest spowodowane małą rozpuszczalnością soli, w skład których wchodzi (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999). Wytrącanie manganu z roztworów zachodzi trudniej niż w przypadku żelaza. Proces ten wymaga wyższego potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Powoduje to, że mangan charakteryzuje się większą zdolnością do migracji (Borówka, 1992). W badanym profilu pionowym, w osadach piaszczystych, stężenie tego pierwiastka występuje w zakresie od 0,05 do 0,2 mg · g^{-1}. Natomiast w torfach zauważalne są miejsca o podwyższonej zawartości manganu (0,7 mg · g^{-1} na głębokości 2,18 m p.p.t.). W obrębie osadów powodziowych stężenie tego pierwiastka znacznie wzrasta (0,6–3,64 mg · g^{-1}) (ryc. 24), choć nie jest to wzrost tak gwałtowny, jak w przypadku żelaza. Ma to przypuszczalnie związek z większymi zdolnościami migracyjnymi manganu względem żelaza.

Analizie poddano również zmiany stosunku liczbowego zawartości żelaza i manganu (Fe/Mn). W dolnej i środkowej części analizowanego profilu ulega on niewielkim zmianom i wynosi od 10 do 50. Niskie wartości współczynnika, stwierdzone w torfach, można wiązać z brakiem wyżej wspomnianych warunków sprzyjających wytrącaniu się manganu, a więc ze stosunkowo niskim potencjałem redox. Potwierdza to również względnie niska zawartość żelaza, sięgająca 6 mg · g^{-1}. Wzrost wartości tego współczynnika widać jedynie w spągu profilu, w torfach (ryc. 25). Natomiast bardzo wyraźny wzrost wartości stosunku Fe/Mn w stropie osadów torfowych na głębokości 1,66–1,73 m p.p.t. (ryc. 25) może świadczyć o występowaniu środowiska silnie redukcyjnego z obecnością siarkowodoru. Omawiany wskaźnik osiąga najwyższe wartości w warstwie mułków piaszczystych (maksymalnie 286 na głębokości 1,67 m p.p.t.) (ryc. 25). Jest to związane z dużą zawartością substancji koloidalnych w osadzie, akumulowanym w wyniku dekantacji na równinie zalewowej. Wysoki stosunek Fe/Mn może być zatem rezultatem selektywnego wytrącania się żelaza pod wpływem zmian warunków oksydacyjno-redukcyjnych na granicy woda–osad (Borówka, 1992).

Innym stosowanym w badaniach geochemicznych współczynnikiem jest stosunek liczbowy żelaza do wapnia (Fe/Ca). W badaniach osadów jeziornych (Wojciechowski, 2000) jest on określany jako wskaźnik eutrofizacji jeziora i dostarcza informacji dotyczących wahań poziomu wody w zbiorniku. Wysokie wartości tego wskaźnika są interpretowane jako odzwierciedlenie relatywnie niższego poziomu wody w zbiornikach jeziornych i wzrostu wa-



Ryc. 25. Zmienność stosunków liczbowych: Fe/Mn, Fe/Ca, Ca/Mg i Cu/Zn w osadach aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry (przekrój nr 1; fragment rdzenia 18)

Objaśnienia jak na ryc. 24

runków redukcyjnych (Wojciechowski, 2000). W odniesieniu do osadów dna doliny Obry współczynnik ten nie stanowi tak dokładnego zapisu. Osady dolin rzecznych są bowiem kształtowane w środowisku o większej dynamice i zróżnicowaniu, niż ma to miejsce w przypadku zbiorników jeziornych. W badanym fragmencie profilu pionowego wartość współczynnika Fe/Ca jest podwyższona w obrębie osadów torfowych, występujących w części spągowej. Może to wskazywać na środowisko redukcyjne, o czym świadczy niewielki wzrost stosunku Fe/Mn (ryc. 25). Największe wartości stosunku Fe/Ca zanotowano w stropie profilu, w warstwie mułków piaszczystych (ryc. 25). Jest to następstwo wzrostu zawartości żelaza w tych osadach.

Miedź i cynk

Jony miedzi odznaczają się dużą zdolnością migracyjną, zwłaszcza w środowisku utleniającym i lekko kwaśnym (Borówka, 1992). Właściwości chemiczne miedzi są podobne do cech takich pierwiastków, jak: żelazo, nikiel, kobalt i cynk (Salminen i in., 2004). Największe zawartości miedzi występują w osadach organicznych, w środowisku redukcyjnym z siarkowodorem (Kabata-Pendias, Pendias, 1979; Borówka, 1992). W takich warunkach miedź wytrąca się znacznie szybciej niż cynk. Ponadto, Borówka (1992) zauważa, że zawartość tego metalu jest wyższa w osadach organicznych

w porównaniu z mineralnymi. Z kolei cynk jest metalem łatwo migrującym w środowisku kwaśnym. Podlega jednak adsorpcji przez wodorotlenki żelaza, manganu i glinu oraz związki organiczne (Salminen i in., 2004). Istotną cechą tego pierwiastka jest tworzenie trwałych wiązań w warunkach redukcyjnych, szczególnie w obecności siarkowodoru (Kabata-Pendias, Pendias, 1979; Perelman, 1971).

W znaczącej części badanego profilu zawartość miedzi nie wykazuje większego zróżnicowania. Wartości stężeń tego metalu znajdują się przeważnie w przedziale od 1,5 do 2,0 p.p.m. Nieco wyższe stężenia tego pierwiastka zanotowano w torfach, w środkowej części profilu (od 4,0 do 9,5 p.p.m.) (ryc. 24). W mułkach piaszczystych (strop profilu) miedź występuje w stężeniu od 2,0 do 3,5 p.p.m.

W prawie całym profilu zawartość cynku jest wyższa od koncentracji miedzi. Największą koncentrację stwierdzono w piaskach drobnoziarnistych w spągu profilu (14–25 p.p.m.), w dolnym segmencie osadów torfowych (maksymalne wartości od 15 do 25 p.p.m.; ryc. 24) oraz w mułkach w stropie profilu (15–22 p.p.m.; ryc. 24). Piaszczyste przewarstwienia występujące w torfach charakteryzują się nieco niższą i mocno zróżnicowaną zawartością cynku (5 p.p.m.–1,77 m p.p.t.; 15 p.p.m.–2,01 m p.p.t.).

Współczynnik liczbowy zawartości miedzi i cynku wykazuje w badanym profilu bardzo małe zróżnicowanie i niskie wartości (ryc. 25). W przedziale głębokości od 1,73 do 1,88 m p.p.t., w osadach torfowych, stosunek Cu/Zn jest nieco wyższy (od 0,4 do 0,95) (ryc. 25). Najwyższa wartość (1,16) pojawia się w warstewce torfów pomiędzy dwiema laminami piasków (głębokość 2,03 m p.p.t.). Miejsca o podwyższonej wartości tego współczynnika świadczą o istnieniu warunków redukcyjnych, związanych z obecnością siarkowodoru (Borówka, 1992). Należy jednak zaznaczyć, że bardzo niskie wartości wskaźnika Cu/Zn nie muszą oznaczać braku warunków redukcyjnych i istotnej roli środowiska utleniającego. Może tak być w przypadku, gdy stężenia cynku przekraczają koncentrację miedzi, co może wskazywać na środowisko redukcyjne, ponieważ cynk w takich warunkach tworzy trwałe wiązania (Kabata-Pendias, Pendias, 1979; Perelman, 1971). W badanym fragmencie profilu sytuacja taka najwyraźniej zaznacza się na głębokości od 1,95 do 2,00 m p.p.t. (ryc. 24 i 25).

Wapń i magnez

Wapń jest pierwiastkiem szczególnie łatwo migrującym w środowisku wodnym. Obecność wapnia w osadach może być wykorzystywana jako wskaźnik natężenia denudacji chemicznej w zlewni. W badanym profilu pionowym największy udział wapnia występuje w torfach, w dolnej części, i wynosi 16,7 $mg \cdot g^{-1}$ na głębokości 2,10 m p.p.t. oraz 17,3 $mg \cdot g^{-1}$ na

głębokości 1,99 m p.p.t. Obecne są tu dwa maksima wartości oddzielone od siebie torfami z laminami piasków o zawartości wapnia około 8 $mg \cdot g^{-1}$. Wysoki udział wapnia cechuje także piaski drobnoziarniste w spągu profilu (22,4 $mg \cdot g^{-1}$) (ryc. 24). W górnym segmencie profilu można zaobserwować spadek zawartości wapnia w osadach do 2,5–6 $mg \cdot g^{-1}$. W stropie, w obrębie osadów mułkowych, następuje ponowny nieznaczny wzrost udziału wapnia (4–11 $mg \cdot g^{-1}$).

W migracji wodnej i obiegu biologicznym magnez jest mniej mobilny niż wapń. Jest on znacznie silniej związany w kompleksie sorpcyjnym gleb i zwietrzelin. Wskazuje to na jego ścisły związek z frakcją ilastą oraz zawartością krzemionki i glinu świadczy także o jego terygenicznym pochodzeniu. Dlatego może być wskaźnikiem natężenia erozji mechanicznej (Borówka, 1992). Największą koncentrację magnezu stwierdzono w spągu profilu (8,4 $mg \cdot g^{-1}$; ryc. 29). Powyżej zawartość tego pierwiastka jest zróżnicowana i wynosi od 0,13 do 2,5 $mg \cdot g^{-1}$. W tej części profilu największą koncentrację magnezu stwierdzono w przedziale głębokości od 1,97 do 2,07 m p.p.t., gdzie znajdują się dwie położone blisko siebie laminy piasków drobnoziarnistych (0,9–2,5 $mg \cdot g^{-1}$). Osady mułkowe w stropie profilu zawierają nieco więcej tego pierwiastka, osiągając do 10,9 $mg \cdot g^{-1}$. Wiąże się to z procesami sorbowania magnezu rozpuszczonego w wodzie przez deponowane części koloidalne (Borówka, 1992). Natomiast podwyższone koncentracje magnezu zarejestrowane w dolnym segmencie badanego profilu związane są prawdopodobnie z podwyższonym udziałem frakcji ilastej w osadach organicznych. Magnez mógł być również deponowany w laminach piasków podczas wezbrań i ulegać dyfuzji do głębiej położonych osadów.

Porównując koncentracje wapnia i magnezu, można stwierdzić, że pierwszy z nich występuje w znacznie większej ilości. Stosunek wapnia do magnezu może być wykorzystywany jako wskaźnik dominacji denudacji mechanicznej ($Ca < Mg$) lub chemicznej ($Ca > Mg$) (por.: Borówka, 1992). Zatem, stwierdzona przewaga koncentracji wapnia wskazuje na istotną rolę denudacji chemicznej. Niski poziom współczynnika Ca/Mg (od 2 do 9) charakteryzuje miejsca występowania osadów piaszczystych (ryc. 25). Spowodowane jest to przede wszystkim znacznie mniejszą koncentracją magnezu. Zależność ta nie jest jednak ścisła, ponieważ podobne zmiany występują w obrębie osadów torfowych, gdzie może mieć wpływ większy udział materii mineralnej. W torfach występują wyższe wartości tego współczynnika – wynoszące około 20 i wzrastające maksymalnie do ponad 70 (głębokość 2,08 m p.p.t.). Natomiast w mułkach piaszczystych stosunek Ca/Mg podlega skokowym zmianom (od 1,08 do 44; ryc. 25). Decyduje o tym przede wszystkim bardzo zróżnicowana koncentracja magnezu. Na podwyższone koncentracje wapnia w stosunku do koncentracji magnezu może wpływać obecność gliny zwałowej, zalegającej w podłożu osadów aluwialnych. Charakteryzuje się

ona dużą zawartością węglanu wapnia. Przy zasilaniu wodami podziemnymi z obszaru Wysoczyzny Lubuskiej (patrz podrozdz. 9.1) dochodziło do wymywania wapnia z gliny zwałowej i późniejszego jego deponowania w osadach aluwialnych. Podobne procesy zachodzą obecnie, ponieważ wody Obry charakteryzują się wysokimi koncentracjami wapnia, wzrastającymi w czasie wysokich stanów wód i wezbrań powodziowych.

Potas

Pierwiastek ten w osadach jeziornych, podobnie jak magnez, wykazuje ścisły związek z frakcją ilastą (Salminen i in., 2004) oraz zawartością krzemionki. Natomiast związek potasu z zawartością materii organicznej jest odwrotny. Dlatego też potas uważany jest za wskaźnik erozji (Borówka, 1992; Wojciechowski, 2000). Jest on sorbowany w dużych ilościach przez minerały ilaste oraz koloidy wietrzeniowe i glebowe. Jego koncentracja może zatem informować o intensywności denudacji mechanicznej (Borówka, 1992). W analizowanym fragmencie rdzenia potas występuje w niewielkich koncentracjach, sięgających maksymalnie 330 p.p.m. Wykres pionowej zmienności zawartości tego pierwiastka (ryc. 24) wskazuje na nieznacznie wyższą koncentrację w piaskach drobnoziarnistych w spągu profilu oraz w piaszczystych laminach w części środkowej (220–310 p.p.m. na głębokości 1,97–2,02 m p.p.t. oraz 150–200 p.p.m. w partii górnej) (ryc. 24). Natomiast w torfach koncentracja potasu mieści się w granicach od 120 do 210 p.p.m. w części środkowej profilu oraz od 80 do 120 p.p.m. w partii spągowej. Należy zaznaczyć, że różnice w zawartości potasu w torfach i laminach piasku nie są wyraźne. Przy gęstym występowaniu lamin zawartość potasu w przedzielających je warstewkach torfu jest również podwyższona. W mułkach piaszczystych udział potasu nie wykazuje istotnych zmian i jego wartości są zbliżone do około 100 p.p.m. Koncentracja potasu w osadach aluwialnych doliny Obry jest niższa w porównaniu z wynikami badań uzyskanymi przez Borówkę (1992). W śródwysoczyznowych basenach sedymentacyjnych koncentracja tego pierwiastka waha się od 1 $mg \cdot g^{-1}$ w torfach do 9 $mg \cdot g^{-1}$ w osadach mineralnych i mineralno-organicznych. Natomiast w osadach doliny Obry koncentracja potasu maksymalnie wynosi 300 p.p.m. (0,3 $mg \cdot g^{-1}$).

Grupy geochemiczne osadów aluwialnych doliny Obry

Na podstawie pionowej zmienności koncentracji poszczególnych pierwiastków w części badanego rdzenia dokonano wydzielenia grup geochemicznych osadów aluwialnych doliny Obry (ryc. 26). Poszczególne klasy wydzielono za pomocą analizy skupień przy zastosowaniu wiązań metodą Warda i odległości 1–*r* Pearsona (Statsoft Polska, 2004; Lesnau,

2005). Przed przystąpieniem do analizy dane poddano standaryzacji w celu wyeliminowania znacznych różnic między wartościami poszczególnych stężeń pierwiastków. Wartości każdej zmiennej poddano standaryzacji za pomocą wzoru:

$$\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma},$$

gdzie:

x_i – wartość zmiennej,

$\bar{x}$ – średnia wartość dla danej zmiennej,

δ – odchylenie standardowe.

Podczas tworzenia grup geochemicznych kierowano się następującymi cechami zmienności pierwiastków:

1. Wyraźny wzrost lub spadek koncentracji elementów geochemicznych, wyznaczających dany typ środowiska.

2. Skokowy wzrost wartości danego komponentu.

3. Odniesienie składu chemicznego do zmienności litologicznej w wydzielonej przez dane zgrupowanie części badanego profilu pionowego. Rozpoznanie budowy geologicznej profilu oraz uziarnienia osadów tworzących ten profil stwarza możliwość scharakteryzowania procesów kształtujących dany typ osadu. Znajomość właściwości środowiska sedymentacyjnego stanowi z kolei przydatną informację o sposobie, w jaki doszło do akumulacji danego pierwiastka.

Wydzielono sześć geochemicznych grup osadów. W celu przeprowadzenia analizy poszczególnych grup w ramach każdej z nich obliczono wartość średnią populacji dla wszystkich elementów geochemicznych. Uzyskane wyniki przedstawiono tabelarycznie przy opisywaniu kolejnych grup osadów. Dokonano następującego podziału:

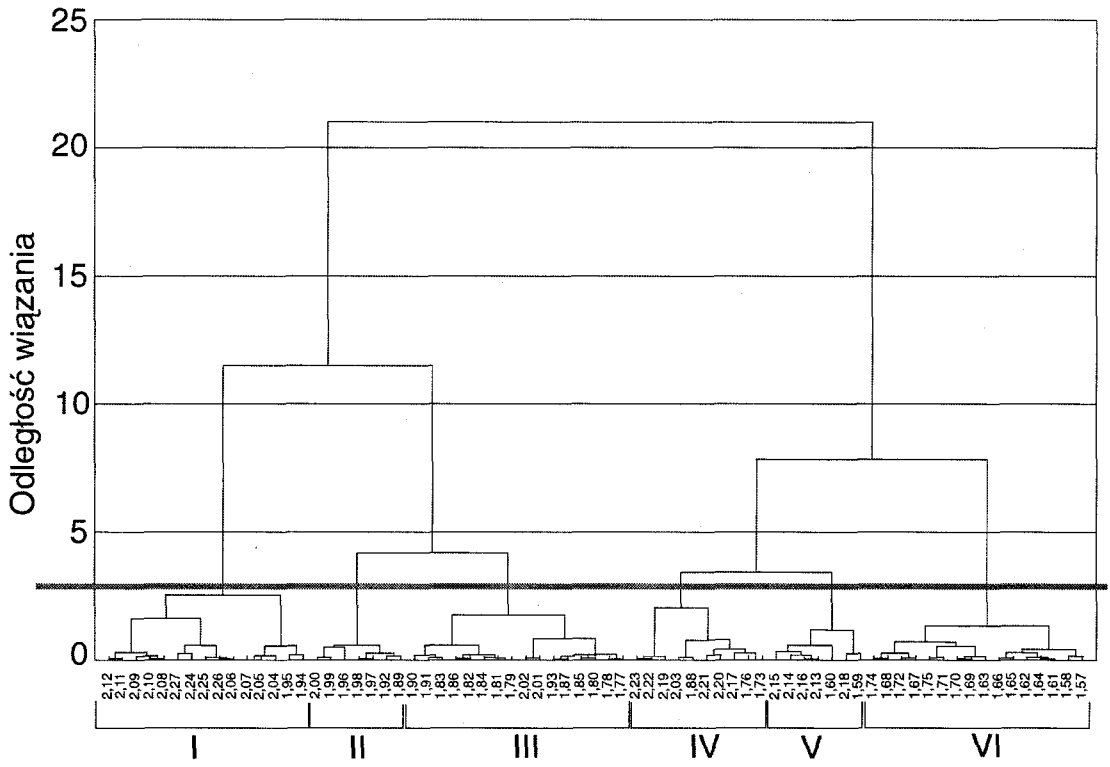
I – grupa geochemiczna piasków drobnoziarnistych i torfów z przewarstwieniami piaszczystymi w spągu profilu, z podwyższoną koncentracją wapnia, magnezu i potasu (ryc. 26)

Obejmuje ona spągową część profilu na głębokościach od 2,24 do 2,27 m p.p.t. (piaski drobnoziarniste) oraz od 2,04 do 2,12 m p.p.t. (torfy z przewarstwieniami piaszczystymi) (ryc. 27). Cechują ją: wysoka zawartość wapnia (wartość średnia 10,88 mg · g^{-1}; maksymalnie 22,4 mg · g^{-1}), wyraźne wahania koncentracji magnezu (maksymalnie do 8,45 mg · g^{-1}) i potasu (średnia 131,6 p.p.m.; tab. 2). Magnez i potas są akumulowane w częściach koloidalnych osadów piaszczystych. Natomiast wapń jest jednym z głównych elementów geochemicznych doliny Obry. Wynika to z dużej zawartości tego pierwiastka w glinach zwałowych, stanowiących podłoże aluwiów. Do wzbogacenia

piasków drobnoziarnistych w te pierwiastki mogła przyczynić się ich migracja w obrębie osadów piaszczystych o wysokim współczynniku filtracji. Pozostałe pierwiastki (żelazo, mangan, miedź i cynk) wykazują nieco wyższe stężenia w osadach piaszczystych. Natomiast w obrębie osadów torfowych z wkładkami piaszczystymi stężenia wapnia, magnezu i potasu są niższe. Zauważalny stopniowy wzrost udziału wapnia w obrębie osadów torfowych wiąże się z obecnością piasków drobnoziarnistych.

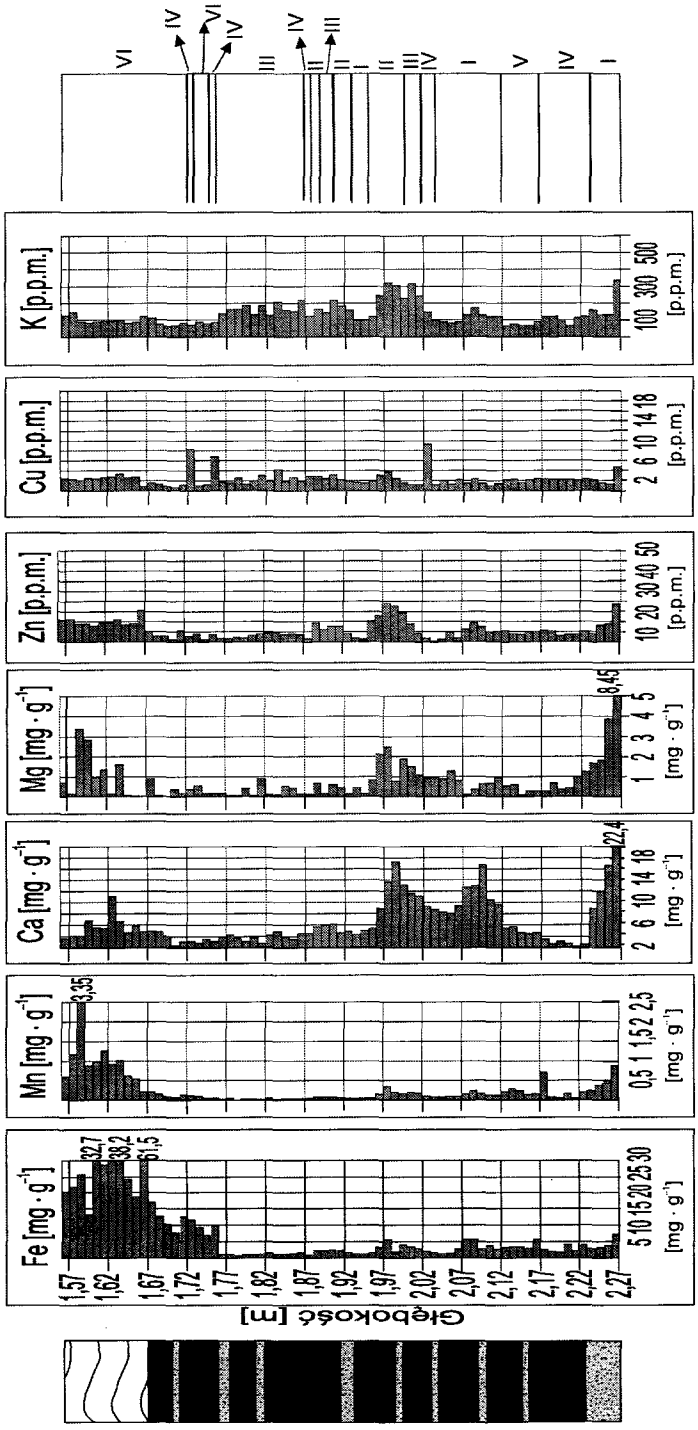
Tabela 2. Wartości średnie badanych elementów geochemicznych w grupie I

[mg · g^{-1}]				[p.p.m.]		
Fe	Mn	Ca	Mg	Zn	K	Cu
3,25	0,217	10,88	1,59	11,44	131,6	1,78



Ryc. 26. Podział na grupy geochemiczne osadów aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry uzyskany za pomocą analizy skupień (metoda aglomeracji Warda, miara odległości 1–*r* Pearsona; Statsoft Polska, 2004; Lesnau 2005)

I–VI – wydzielone grupy geochemiczne



Ryc. 27. Położenie wydzielonych grup geochemicznych w badanym fragmencie profilu pionowego
I–VI – wydzielone grupy geochemiczne

II - grupa geochemiczna osadów torfowych z przewarstwieniami piaszczystymi, z podwyższonymi koncentracjami wapnia, magnezu i potasu oraz z wysokimi stężeniami cynku i miedzi (ryc. 26)

Ta grupa osadów występuje na głębokości od 1,96 do 2,00 m p.p.t. oraz na głębokościach 1,89 m p.p.t. i 1,92 m p.p.t. (ryc. 27). Stwierdzono tu podwyższone stężenia wapnia (średnia 9,6 mg · g^{-1}) oraz pierwiastków związanych z frakcją ilastą i kompleksem sorpcyjnym zwietrzelin, do których należą magnez (średnia 1,37 mg · g^{-1}) i potas (średnia 222,71 p.p.m.; tab. 3). Stosun-

Tabela 3. Wartości średnie badanych elementów geochemicznych w grupie II

[mg · g^{-1}]				[p.p.m.]		
Fe	Mn	Ca	Mg	Zn	K	Cu
3,08	0,16	9,6	1,37	18,69	222,71	2,5

kowo wysokie stężenia tych pierwiastków przypuszczalnie mają związek z obecnością piaszczystych lamin w osadach torfowych. Podobne cechy widoczne są w wyżej omawianej grupie I. Grupę II wyróżniają podwyższone koncentracje cynku (maksymalnie 24,3 p.p.m.) i miedzi (maksymalnie 3,77 p.p.m.), świadczące o pojawieniu się w obrębie torfów środowiska silnie redukcyjnego z obecnością siarkowodoru. Średnie wartości tych pierwiastków (tab. 3) są wyraźnie wyższe od zanotowanych w grupie I.

III - grupa geochemiczna osadów torfowych z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych, z podwyższoną koncentracją potasu i niskim udziałem żelaza, manganu, wapnia i magnezu (ryc. 26)

Wydzielone skupienie reprezentują osady znajdujące się na głębokościach od 1,77 do 1,87 m p.p.t. oraz: od 1,90 do 1,91; 1,93 i od 2,01 do 2,02 m p.p.t. (ryc. 27). Osady opisywanej grupy cechuje wysoka zawartość potasu, która przekracza 200 p.p.m. Potas wykazuje ścisły związek z zawartością frakcji ilastej, a wysoka jego koncentracja jest związana z występowaniem w osadach torfowych zwiększonej ilości mineralnych domieszek. Bardzo niskimi wartościami odznacza się żelazo i mangan, podlegające aktywnej migracji w środowisku re-

Tabela 4. Wartości średnie badanych elementów geochemicznych w grupie III

[mg · g^{-1}]				[p.p.m.]		
Fe	Mn	Ca	Mg	Zn	K	Cu
1,72	0,061	4,74	0,476	10,06	180,8	2,14

dukcyjnym bez siarkowodoru, czego dowodem są niskie wartości średnie tych pierwiastków (tab. 4). Mała jest również koncentracja cynku, który łatwo migruje w środowisku kwaśnym (także bez udziału siarkowodoru).

IV - grupa geochemiczna osadów torfowych dolnej i środkowej części profilu, z wysoką koncentracją miedzi i manganu (ryc. 26)

Omawiana grupa osadów znajduje się na głębokości od 2,17 do 2,23 m p.p.t. oraz: 1,73; 1,76; 1,88 i 2,03 m p.p.t. (ryc. 27). Związana jest wyłącznie z silnie redukcyjnym środowiskiem osadów torfowych. Wskazują na to wysokie koncentracje miedzi (maksymalnie 9,19 p.p.m.) i manganu (maksymalnie 0,717 mg · g^{-1}). Należy zaznaczyć, że wysokie stężenia tych pierwiastków pojawiają się nagle (głębokości 1,73 i 1,76 m p.p.t. - skokowy wzrost koncentracji miedzi; 2,18 m p.p.t. - wzrost koncentracji manganu). Pozostałe pierwiastki odznaczają się stosunkowo niskimi wartościami (ryc. 27, tab. 5).

Tabela 5. Wartości średnie badanych elementów geochemicznych w grupie IV

[mg · g^{-1}]				[p.p.m.]		
Fe	Mn	Ca	Mg	Zn	K	Cu
4,48	0,107	3,38	0,631	9,51	101,64	3,88

V - grupa geochemiczna torfów z przewarstwieniami piaszczystymi, z podwyższoną koncentracją manganu i wapnia (ryc. 26)

Osady należące do grupy V zalegają na głębokości od 2,13 do 2,16 m p.p.t. (ryc. 27). W omawianym skupieniu zanotowano podwyższone stężenia manganu (średnia 0,234 mg · g^{-1}; tab. 6) i wapnia (średnia 5,05 mg · g^{-1}; tab. 6). Większa koncentracja pierwszego z wymienionych pierwiastków może być wynikiem pojawienia się w osadach torfowych środowiska redukcyjnego. Należy jednak zaznaczyć, że maksymalne stężenia manganu są tu dużo niższe od obserwowanych w grupie IV, natomiast w grupie V wynoszą 0,294 mg · g^{-1}. Zwiększona koncentracja wapnia ma przypuszczalnie związek z obecnością w osadach torfowych piaszczystych lamin. Podobna sytuacja ma miejsce w grupie geochemicznej nr II. Jednak średnia koncentracja wapnia jest tu niemal dwukrotnie wyższa (tab. 3) niż w grupie V (tab. 6).

Tabela 6. Wartości średnie badanych elementów geochemicznych w grupie V

[mg · g^{-1}]				[p.p.m.]		
Fe	Mn	Ca	Mg	Zn	K	Cu
5,31	0,234	5,05	0,937	11,29	69,74	2,16

VI – grupa geochemiczna osadów mułkowych i torfowych z wysokimi koncentracjami żelaza, manganu, wapnia i magnezu (ryc. 26)

Zajmuje ona stropową część profilu, którą tworzą torfy oraz mułki piaszczyste wydzielonej w rozdziale 8 litofacji powodziowej VA (ryc. 27). Maksymalne stężenia żelaza (61,5 mg · g^{-1}), manganu (3,356 mg · g^{-1}) i wapnia (10,88 mg · g^{-1}) występują w osadach mułkowych i są rezultatem wytrącania się tych metali w postaci zawiesin koloidalnych. Zwiększone ilości żelaza (maksymalnie 12,56 mg · g^{-1}) występują również w torfach poniżej osadów powodziowych. Tutaj jednak są one skutkiem ponownego pojawienia się środowiska redukcyjnego z siarkowodorem. Granica między osadami organicznymi wypełniającymi miejsce funkcjonowania dawnego koryta Obry a osadami powodziowymi jest bardzo wyraźna z uwagi na skokowy wzrost koncentracji żelaza i manganu, a także magnezu i cynku.

Tabela 7. Wartości średnie badanych elementów geochemicznych w grupie VI

[mg · g^{-1}]				[p.p.m.]		
Fe	Mn	Ca	Mg	Zn	K	Cu
22,55	0,695	4,49	0,889	13,25	92,27	1,9

Opierając się na analizie pionowej zmienności wybranych pierwiastków oraz analizie wydzielonych geochemicznych grup osadów w badanej części profilu pionowego, można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Spośród badanych pierwiastków w największej ilości występują wapń i żelazo (ryc. 24). Pierwszy z tych komponentów geochemicznych pochodzi z glin zwałowych ostatniego zlodowacenia, stanowiących podłoże aluwialnego wypełnienia dna doliny. W procesie kształtowania się doliny Obry w osadach glacjalnych (erozja wgłębna, migracja boczna koryta) wapń był wprowadzany w dużych ilościach do środowiska rzecznego. W czasie wezbrań był on wraz z osadem powodziowym akumulowany na obszarze równiny zalewowej. Wskazuje na to podwyższona koncentracja wapnia w mułkach piaszczystych (grupa geochemiczna VI) (ryc. 24). Ponadto, w części występujących w torfach drobnych warstewek piasku, stanowiących zapis dawnych wezbrań, występuje z wyższą zawartością wapnia (grupy geochemiczne II i V). W tym przypadku możliwe było także wzbogacanie tych osadów w wapń poprzez jego migrację w środowisku wód podziemnych. Natomiast żelazo jest jednym z najpowszechniej spotykanych pierwiastków w wodach powierzchniowych. W największych ilościach występuje ono w postaci koloidalnej w mułkach piaszczystych oraz torfach, co wiąże się z obecnością siarkowodoru (grupa geochemiczna VI).

2. Wyraźnie widoczna jest granica między środowiskiem osadów organicznych, wypełniających miejsce dawnego funkcjonowania koryta, a środowiskiem pozakorytowym, reprezentowanym przez osady mułkowe. Granicę tę wyznacza skokowy wzrost koncentracji żelaza, manganu, a także magnezu i cynku (grupa geochemiczna VI) (ryc. 24 i 27).

3. Wysokie wartości stosunku wapnia do magnezu wskazują na wyraźnie większą zawartość pierwszego z wymienionych pierwiastków (ryc. 25). Świadczy to o dominacji denudacji chemicznej w badanym odcinku doliny Obry.

4. Wydzielone powyżej grupy geochemiczne osadów aluwialnych ilustrują następujące typy środowisk w osadach aluwialnych Obry:

- środowisko redukcyjne w obrębie osadów torfowych (wysokie wartości żelaza, manganu, miedzi i cynku) występujące w grupach geochemicznych II, IV i V;
- środowisko pozakorytowe z dużymi koncentracjami wapnia, magnezu i potasu, zmodyfikowane przez późniejszą migrację pierwiastków w wodach podziemnych. Reprezentowane jest ono przez warstewki piasków drobnoziarnistych w torfach i ich najbliższe otoczenie (grupa geochemiczna I, II i V). Należy jednak zaznaczyć, że związek pomiędzy przebiegiem piaszczystych lamin w obrębie osadów torfowych a wzrostem koncentracji wapnia nie jest wystarczająco ścisły, aby znaleźć odzwierciedlenie w wydzieleniu grupy geochemicznej, która obejmowałaby poszczególne warstewki piasków drobnoziarnistych w obrębie osadów torfowych;
- środowisko korytowe (piaski odsypów meandrowych w spągu profilu) z podwyższonymi koncentracjami wapnia, magnezu i potasu (grupa geochemiczna I);
- środowisko pozakorytowe z wysokimi stężeniami żelaza, manganu i wapnia (grupa geochemiczna VI (partia stropowa)), zakumulowanych poprzez wytrącanie się w postaci zawiesin koloidalnych.

Przedstawione powyżej wnioski należy traktować jako wstępne i nierozwiązujące w pełni problemu zmienności zawartości pierwiastków w osadach aluwialnych jako wskaźnika danego typu środowiska sedymentacyjnego. W ramach niniejszej pracy zbadano jedynie fragment jednego profilu pionowego. Należy dodać, że otrzymany zapis zmienności środowisk sedymentacyjnych nie jest pozbawiony „zakłóceń" w postaci zmian zachodzących w składzie chemicznym osadów aluwialnych. Dzieje się tak na skutek wspomnianej wyżej migracji pierwiastków w środowisku wód podziemnych, głównie w obrębie osadów mineralnych o stosunkowo wysokim współczynniku filtracji.

8.2. Zmienność zawartości chromu w osadach dna doliny Obry

Bardzo charakterystycznym pierwiastkiem w osadach aluwialnych doliny Obry jest chrom, który zalicza się do pierwiastków charakteryzujących się niskimi zdolnościami migracyjnymi (Robertson, 1975, w: Ball, Izbicki, 2004; Witczak, Adamczyk, 1995; Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). W środowisku wód podziemnych może on występować w postaci trójwartościowej, słabo rozpuszczalnej w wodzie, oraz w postaci sześciowartościowej, łatwiej rozpuszczalnej i stosunkowo bardziej mobilnej (Robertson, 1975, w: Ball, Izbicki, 2004; Witczak, Adamczyk, 1995). Ponadto, chrom to komponent geochemiczny pochodzenia antropogenicznego, który w znacznych stężeniach występuje w ściekach z garbarni i farbiarni (Bojakowska, 1994, w: Lis, Pasieczna, 1995; Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). Fakt ten jest szczególnie istotny w przypadku zawartości chromu w osadach wypełniających dno doliny Obry poniżej Międzyrzecza. Miasto to w okresie od XIV do XIX w. było ośrodkiem przemysłu sukienniczego, w którym dokonywano również farbowania tkanin (Mączak, 1955). W tym czasie Międzyrzecz był jednym z ważniejszych ośrodków tego typu produkcji na terenie Wielkopolski. Dane dotyczące liczby rzemieślników sukienniczych wskazują, że przemysł ten między dziewiątym dziesięcioleciem XVI w. a czwartym XVII w. przeżywał pewien kryzys. W 1583 r. w Międzyrzeczu funkcjonowało 52 sukienników, w roku 1614 tylko 35, natomiast w 1634 r. odnotowano ponowny wzrost liczby zakładów sukienniczych - do 61 (Bibl. Czartoryskich, rkp. 1726; WAP Poznań, Castr. Rel. Posn., f. 824, w: Mączak, 1955).

W Międzyrzeczu tkaniny były farbowane techniką druku batikowego. Polega ona na tym, że na drukowanej tkaninie odbija się za pomocą formy nie farbę, ale masę izolacyjną, której zadaniem jest niedopuszczenie barwnika do płótna (Reinfuss, 1955). Sposób ten był znany już w starożytnym Egipcie oraz w Indiach, gdzie jako masy izolacyjnej używano czerwonej gliny. Wskazują na to przekazy historyczne (Pliniusz Starszy *Historia naturalis*, w: Reinfuss, 1955) oraz prace wykopaliskowe (Forrer, w: Reinfuss, 1955). W europejskim drukarstwie batikowym przepisy na masy izolacyjne były dużo bardziej skomplikowane. Istniały bowiem dwa rodzaje mas izolacyjnych używanych przez farbiarzy, które spełniały swoją rolę w sposób mechaniczny lub chemiczny. W pierwszym przypadku masa dzięki swojej nieprzepuszczalności uniemożliwiała dostęp farby do tkaniny. Natomiast masy działające chemicznie, dzięki swoim właściwościom kwasowym lub utleniającym, powodowały rozkład barwnika, zanim zdążył się on przedostać do włókna tkaniny (Reinfuss, 1955).

W literaturze dotyczącej rozwoju sukiennictwa znajdujemy informacje na temat składu chemicznego mas izolacyjnych stosowanych na Białorusi i Słowacji w XVIII w. (Vydra, 1951, w: Reinfuss, 1955), gdzie przemysł rozwijał się w warunkach podobnych, jak w Polsce. Poniżej przedstawiono obie receptury (druga receptura pochodzi ze Słowacji):

A. 1 funt kaolinu
12 łutów ałunu ($KCr(SO_4)_2\ 12H_2O$)
6 łutów witriolu
6 białek kurzych
20–24 łutów kleju z mąki pszennej (orkiszu)
12 łutów terpentyny.

B. 60 części kaolinu
18 części gumy arabskiej
9 części octanu ołowiu
9 części siarczanu ołowiu
12 części siarczanu miedzi
0,5 części ałunu
1 część smalcu.

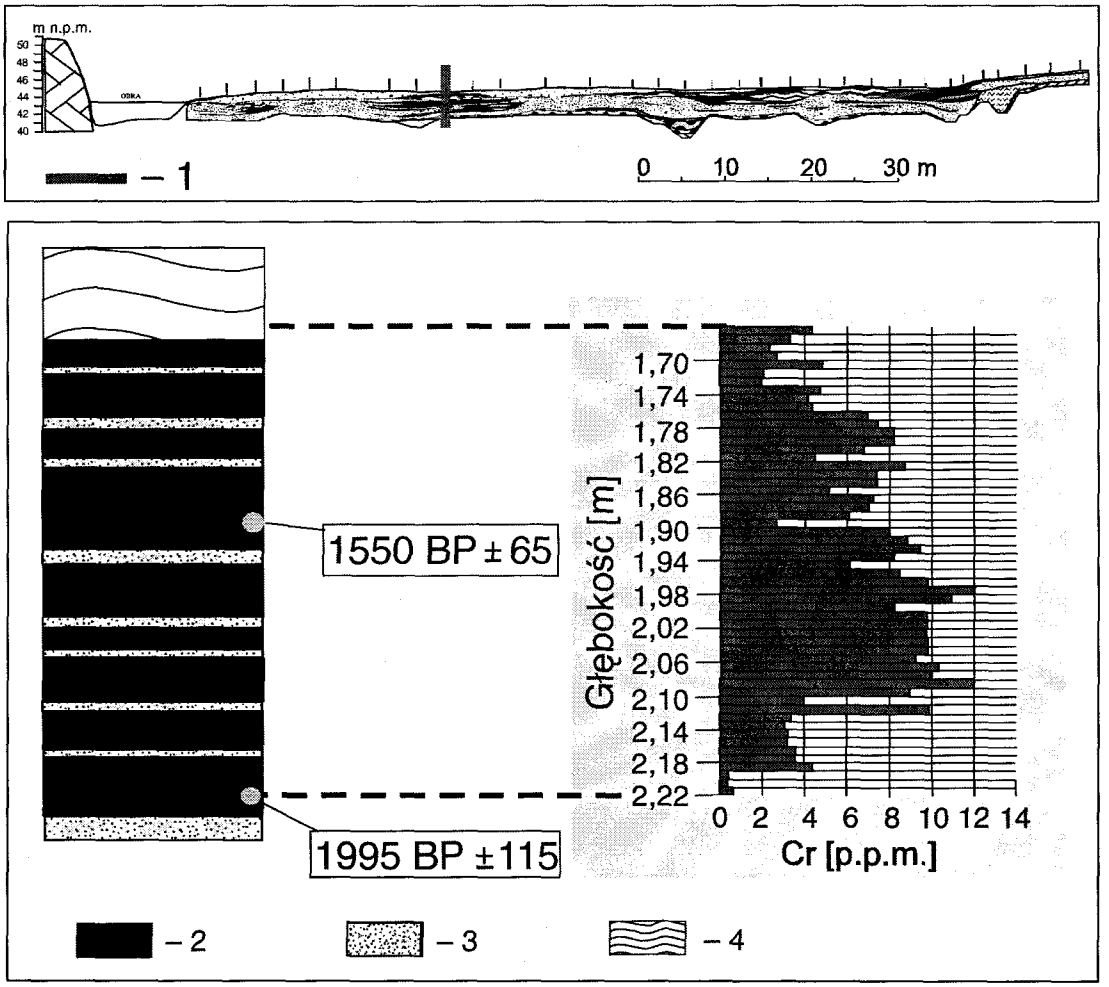
Na obszarze Wielkopolski domieszki ałunu stosowano również w farbach (Sobisiak, 1968). W procesie drukowania, a następnie płukania tkanin wymienione związki chemiczne przedostawały się do wód rzeki Obry, a następnie ulegały depozycji w osadach. Największą uwagę zwraca chrom, stanowiący składnik ałunu. Pozostałe pierwiastki mogą pochodzić z naturalnych źródeł (siarczany, miedź) lub z innego rodzaju zanieczyszczeń (ołów). Natomiast zmiany koncentracji chromu, jako pierwiastka występującego w masach izolacyjnych i barwnikach, w osadach dna doliny Obry mogą stanowić odzwierciedlenie zmian w wielkości produkcji materiałów sukienniczych w okresie ostatnich 300–400 lat. Obecność chromu w składzie chemicznym barwników stosowanych w Międzyrzeczu potwierdzają wyniki badań składu chemicznego fragmentu tkaniny pochodzącej z Międzyrzecza z końca XVIII w. (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006). Stwierdzono w niej następujące koncentracje pierwiastków: potas – 1688 p.p.m., chrom – 5313 p.p.m., miedź – 1060 p.p.m., ołów – 8460 p.p.m. (doboru pierwiastków do analiz dokonano na podstawie zamieszczonych powyżej składów chemicznych barwników i mas izolacyjnych). Chrom jest tu składnikiem występującym w stosunkowo dużych ilościach. Zatem można przypuszczać, że był on jednym z głównych komponentów zanieczyszczeń odprowadzanych do koryta Obry w okresie produkcji tkanin (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006).

Badania koncentracji chromu przeprowadzono dla tego samego fragmentu profilu pionowego, jak w przypadku pozostałych pierwiastków (ryc. 28) opisanych w podrozdziale 8.1. Szczególną uwagę zwraca fakt, że w spągu warstwy torfów, na głębokości 2,20–2,22 m p.p.t., koncentracja chromu jest znikoma (0,0–0,59 p.p.m.). Powyżej, na głębokościach 2,09 m p.p.t. i 1,98 m p.p.t. w obrębie osadów torfowych następuje istotny wzrost zawartości tego pierwiastka, sięgający maksymalnie 12 p.p.m. (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006). Koncentracja chromu w opisywanym profilu pionowym podlega wyraźnym zmianom. Występują tu miejsca, w których zawartość tego pierwiastka utrzymuje się w granicach od 2,0 do 2,5 p.p.m. Sąsiadują one ze znacznie wyższymi koncentracjami (6–8 p.p.m.) (ryc. 28). Można zauważyć, że niższe koncentracje chromu są w większości przypadków stowarzyszone z piaszczystymi laminami występującymi na głębokościach: 2,11 m p.p.t.; 1,82 m p.p.t. i 1,72 m p.p.t. (ryc. 28). Dlatego nie można wykluczyć wpływu zmienności litologicznej osadów dna doliny Obry na zmienność koncentracji chromu. Przyczyną może być między innymi zróżnicowanie współczynnika filtracji w piaskach i torfach oraz sorpcyjne właściwości osadów organicznych. Wskazują na to wyniki badań nad składem chemicznym osadów aluwialnych, prowadzonych w dolinie rzeki Gomati (Singh i in., 2005). Chrom oraz inne pierwiastki występujące w postaci śladowej (bar, miedź, cynk, kobalt, gal, rubid i wanad) na obszarze cytowanych badań charakteryzują się podwyższonymi stężeniami w osadach wzbogaconych we frakcje ilaste i mułkowe. Natomiast mniejsze ich koncentracje stwierdzono w osadach piaszczystych (Singh i in., 2005).

Opierając się na źródłach historycznych informujących o rozwoju sukiennictwa w Międzyrzeczu oraz na podstawie pionowej zmienności zawartości chromu w osadach aluwialnych, sprawdzono, czy pierwiastek ten może być używany jako wskaźnik pionowego przyrostu równiny zalewowej. Na możliwość takiej interpretacji wskazują następujące właściwości tego pierwiastka:

1. Chrom słabo migruje w środowisku wód podziemnych (Robertson, 1975, w: Ball, Izbicki, 2004; Witczak, Adamczyk, 1995; Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). Może on uczestniczyć w wymianie jonów w wodach podziemnych jako $Cr(OH)_3$, jednak zjawiska wymiany jonów występują w naturalnych warunkach w bardzo ograniczonym zakresie, wyłącznie w wilgotnych tropikach z rozwiniętymi glebami laterytowymi (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002).

2. Chrom zaliczany jest do pierwiastków „mało ruchliwych w większości warunków" (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). Charakteryzuje go zatem słaba zdolność do migracji przy jednoczesnej zdolności do tworzenia trwałych związków chemicznych.



Ryc. 28. Zmienność zawartości chromu w badanym fragmencie profilu pionowego (przekrój nr 1, fragment rdzenia 18)

1 – położenie badanego fragmentu rdzenia, 2 – torfy, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – mułki piaszczyste (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006)

3. W warunkach naturalnych największe stężenia chromu w wodach podziemnych spotyka się w strefach występowania ultrazasadowych skał.

4. Znaczna koncentracja chromu występuje w ściekach z garbarni i farbiarni (Bojakowska, 1994, w: Lis, Pasieczna, 1995; Macioszczyk, Dobrzyński, 2002).

Charakter zmian zawartości chromu w badanym fragmencie profilu pionowego porównano z datowaniami metodą C^{14}, przeprowadzonymi dla

osadów torfowych na głębokości 2,22 m p.p.t. (w miejscu, gdzie zawartość tego pierwiastka jest śladowa (ryc. 28)) oraz na głębokości 1,90 m p.p.t. Datowanie wykazało, że osady te są dużo starsze niż okres rozwoju przemysłu sukienniczego w Międzyrzeczu (XVI, XVII i XVIII w.). Nie można zatem wykorzystać zmian zawartości chromu do względnego datowania osadów równiny zalewowej. Pomimo słabych zdolności migracyjnych tego pierwiastka chrom migruje na tyle silnie, że zmiany jego zawartości w osadach zakumulowanych jeszcze przed okresem zwiększonej antropopresji są jednak zauważalne (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006).

Migrację chromu do głębszych partii profilów pionowych stwierdzono również w dolinie Odry, na odcinku pomiędzy Wrocławiem a ujściem Nysy Łużyckiej (Jasiak, 2003). Tutaj koncentracje tego pierwiastka w osadach piaszczystych, położonych na głębokości ponad 6 m, przekraczają 100 p.p.m. Natomiast w partiach stropowych autorka notuje najwyższe stężenia chromu (powyżej 200 p.p.m.) i wysuwa hipotezę, że obecność metali (w tym chromu) w niższych partiach profilów pionowych może być związana z ich migracją wraz z krążącymi roztworami (Jasiak, 2003). Inne badania wykazały, że wysokie koncentracje tego pierwiastka są związane z podwyższonymi stężeniami tlenu (Ball, Izbicki, 2004). Dotyczyły one wód podziemnych zalegających na znacznych głębokościach (do 250 m p.p.t.). Trudno odnieść taką zależność do zmian zawartości chromu w osadach aluwialnych doliny Obry, jednak należy pamiętać, że zalegają one w strefie aeracji, czyli mają bezpośredni kontakt z tlenem atmosferycznym (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006).

W przypadku doliny Obry chrom może być dostarczany w obręb równiny zalewowej w czasie wezbrań. Zapis ich stanowią warstewki piasków drobnoziarnistych, widoczne w badanym fragmencie profilu (ryc. 28). W czasie takich wezbrań chrom mógł być akumulowany wraz z osadami na równinie zalewowej i ulegać migracji do niżej położonych osadów torfowych. Proces takiej migracji został zaobserwowany w badanym fragmencie profilu pionowego (ryc. 28). Można przypuszczać, że migracja ta była szczególnie ułatwiona w przypadku, gdy powierzchniowa warstwa osadów torfowych była przesuszona po dłuższym okresie niskich stanów wody (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006).

9

Charakterystyka współczesnych procesów korytowych badanego odcinka Obry

9.1. Charakterystyka hydrologiczna Obry

Reżim hydrologiczny rzeki rozumiany jest jako kształtowanie się odpływu pod wpływem środowiska przyrodniczego jej dorzecza. Innymi słowy, jest to reakcja rzeki na klimat w powiązaniu z cechami fizyczno-geograficznymi dorzecza. Reżim odpływu wskazuje rodzaj i strukturę czasową przepływu rzeki w cyklu dobowym, rocznym i miesięcznym (Gutry-Korycka, 2001).

W rozdziale tym przedstawiono zmienność stanów wody, jakie występowały w korycie rzeki Obry w przekroju Międzyrzecz w okresie od 1964 do 1991 roku. Dla okresu późniejszego brakuje danych, bowiem w roku 1992 (30 kwietnia) IMGW zakończył pomiary na tym posterunku. Ponadto, na wodowskazie Międzyrzecz nie prowadzono pomiarów przepływu i nie wykonano krzywej konsumcyjnej. Najbliższe dwa posterunki, na których prowadzi się takie pomiary, znajdują się w Zbąszyniu i Bledzewie. Wyznaczenie związku stanów wody w odniesieniu do tych wodowskazów było niemożliwe ze względu na zabudowę hydrotechniczną (zastawki) i sztucznie wyznaczane stałe piętrzenia w Zbąszyniu przy wypływie Obry z Jeziora Zbąszyńskiego oraz ze względu na zaporę wodną w Bledzewie i związane z nią sztuczne piętrzenie wody.

Zmiany spadku zwierciadła wody w dolnym odcinku Obry

Dolny odcinek Obry, pomiędzy Rybojadami a Skwierzyną (tzw. Obra Skwierzyńska) zasilany jest głównie wodami Kanału Północnego. Pomiędzy jeziorem Rybojady a miejscowością Policko koryto ma przebieg zbli-

Tabela 8. Zmiany spadku zwierciadła wody na poszczególnych odcinkach dolnego biegu Obry

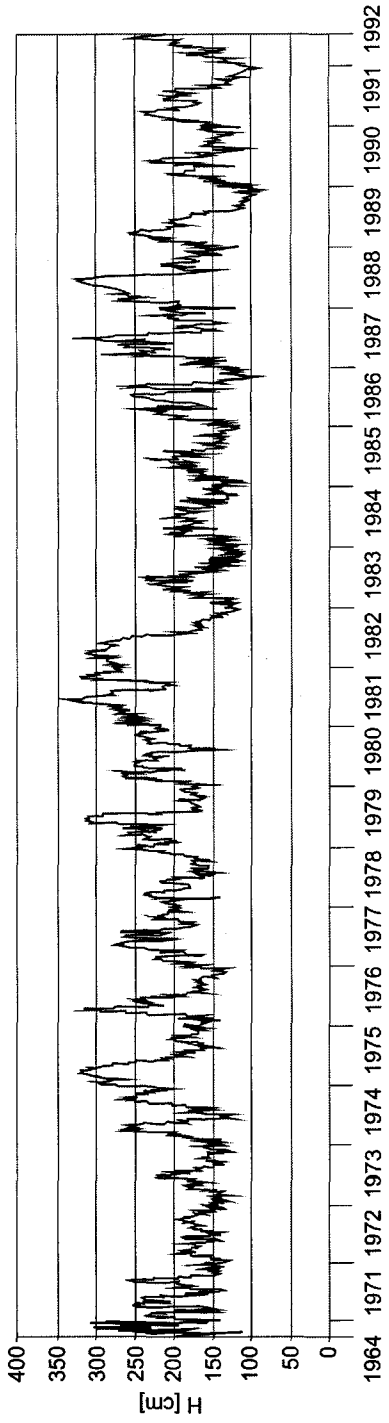
Odcinek rzeki	Odległość [m]	Różnica wysokości [m]	Spadek [‰]
Rybojady-Policko	9 820	0,9	0,09
Policko-Międzyrzecz	14 040	2,3	0,16
Międzyrzecz-Św. Wojciech	3 380	1,1	0,32
Św. Wojciech-Gorzyca	10 960	3,8	0,34
Gorzyca-Bledzew	12 420	1,3	0,10
Bledzew-Stary Dworek	10 900	3,6	0,33
Stary Dworek-Skwierzyna	11 060	6,3	0,57

żony do prostoliniowego, a spadek zwierciadła wody wynosi tu 0,09‰ (tab. 8). Na odcinku od Policka do Międzyrzecza jest on nieznacznie większy (0,16‰). Wyraźny wzrost spadku zwierciadła następuje w dół rzeki od Międzyrzecza. Do miejscowości Św. Wojciech równy jest on 0,32‰, a na odcinku Św. Wojciech-Gorzyca - 0,34‰ (tab. 8). W dalszym swoim biegu koryto Obry charakteryzuje ponownie mniejszy spadek zwierciadła wody (tab. 8), spowodowany zabudową hydrotechniczną (zapora w Bledzewie), natomiast na odcinku poniżej Bledzewa znacznie wzrasta, osiągając między Starym Dworkiem a Skwierzyną 0,57‰ (tab. 8). Prawdopodobnie jest to spowodowane przekształceniem tego odcinka doliny Obry przez człowieka. Zbudowano tam bowiem kanały przebiegające wzdłuż koryta Obry. Samo koryto w kilku miejscach wyprostowano.

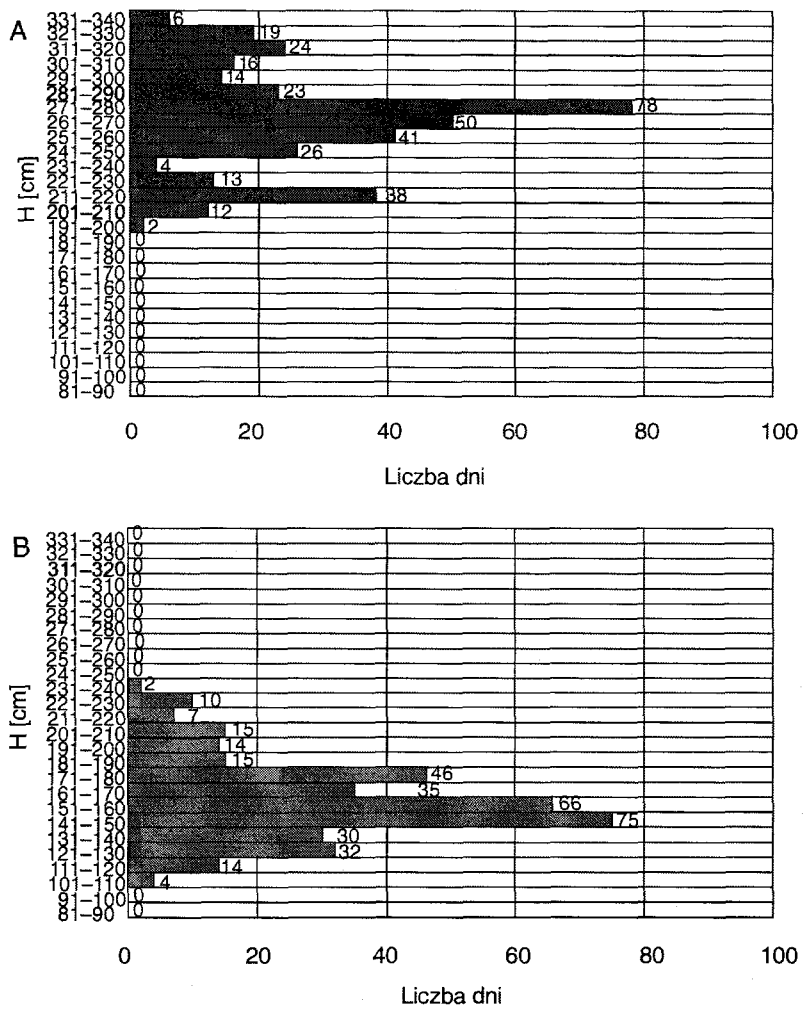
Zmienność stanów wody

Obra charakteryzuje się regularnym rytmem wahań stanów wody (ryc. 29). W analizowanym wieloleciu wezbrania powodziowe miały miejsce najczęściej w miesiącach zimowych i wczesnowiosennych (luty -kwiecień). Najwyższe zanotowane stany wody przekroczyły 300 cm (maksymalnie 340 cm w marcu 1981 r.). Stany niżówkowe występowały głównie w miesiącach letnich i jesiennych (minimum - 81 cm w październiku 1989 r.). W okresie letnim pojawiały się wezbrania opadowe. Były one jednak krótkotrwałe w porównaniu z wezbraniami okresu wiosennego, często powodowanymi roztopami.

Należy zwrócić uwagę na różnice w częstości występowania określonych stanów wody w latach hydrologicznych suchych i wilgotnych. Poniżej (ryc. 30A i B) przedstawiono diagramy ilustrujące liczbę dni z daną wartością stanu wody. W roku wilgotnym stany wody występowały najczęściej



Ryc. 29. Zmiany stanów wody (H) w przekroju Międzyrzecz (lata 1964-1992)



Ryc. 30. Częstość występowania stanów wody (H) w roku wilgotnym (1981; A) i suchym (1990; B)

w przedziale od 271 do 280 cm (ryc. 30A), natomiast w roku suchym – w przedziale od 141 do 150 cm (ryc. 30B). Najwyższe zanotowane stany wody w roku 1981 wynosiły 340 cm (ryc. 30A), a w roku 1990 jedynie 240 cm (ryc. 30B). Tak znaczne różnice stanów wody znalazły swoje odbicie w warunkach przepływu w korycie Obry oraz w wielkości transportowanego ładunku materiału wleczonego.

Zasilanie Obry należy do śnieżno-deszczowego z jednym maksimum i jednym minimum w ciągu roku (por.: Dynowska, 1971). Zdaniem autorki jest to reżim zaliczany do grupy umiarkowanej z wezbraniem wiosennym

oraz gruntowo-deszczowym zasilaniem. W analizowanym wieloleciu wystąpiły lata, w których wysokie stany wody utrzymywały się przez bardzo długi czas. Przyczyniła się do tego wielkość opadów atmosferycznych, których miesięczne sumy były wysokie nie tylko w miesiącach letnich, ale również wczesnowiosennych i jesiennych. Przykładem jest rok hydrologiczny 1981 (ryc. 29). Z kolei w latach suchych występowało znaczne wydłużenie okresów stanów niskich, które oprócz miesięcy wiosennych trwały nieprzerwanie aż do okresu zimowego (lata 1983, 1984 i 1985; ryc. 29). Jako istotny czynnik wpływający na reżim hydrologiczny Obry należy wymienić obecność jezior przepływowych, które powodują zmniejszenie amplitudy wahań stanów wody (Pasławski, 1961, w: Choiński, 1988; Bajkiewicz-Grabowska, 2002). Wpływ jezior zaznacza się wyrównaniem odpływu poprzez obniżenie wielkości przepływów kulminacyjnych oraz podwyższeniem stanów niżówkowych (Byczkowski, 1999).

Wielkość odpływu i zasilanie wodami podziemnymi

Badania nad wielkością odpływu na obszarze doliny Obry były prowadzone dla małych, niekontrolowanych zlewni na terenie pomiędzy Międzyrzeczem a Bledzewem (Rotnicka, Woś, 1986). Stwierdzono, że prędkość spływu wód po stokach wynosi tu od 2,8 do 3,8 km · h^{-1}, w zależności od parametrów fizjograficznych zlewni. Natomiast czas potrzebny do przejścia spływu z opadów burzowych z najdalszych punktów zlewni do kreślonego profilu cieku wynosi od 1,5 do 3 h (Rotnicka, Woś, 1986). Najniższymi wskaźnikami odpływu charakteryzowały się miesiące letnie. Wiązało się to z dużymi stratami wody w wyniku wysokich wartości ewapotranspiracji (Choiński i in., 1979). Natomiast największy odpływ występował w trakcie wezbrań roztopowych - od lutego do kwietnia. Wysokim wartościom odpływu sprzyjały niskie w tym okresie temperatury powietrza oraz stosunkowo duża wilgotność osadów w strefie przypowierzchniowej (Choiński i in., 1979).

Istotny wpływ na zmienność stanów wody i przepływów Obry może mieć zasilanie wodami podziemnymi z obszaru Wysoczyzny Lubuskiej. Część wód podziemnych ulega infiltracji i trafia do rzek rozcinających poziomy wodonośne wysoczyzny. Część z nich natomiast zasila w sposób ciągły leżące niżej od wysoczyzny aluwia sąsiadujących rzek (Choiński, 1981). Wpływ takiego zasilania zaznacza się przez cały rok. Na opisywanym obszarze udział zasilania podziemnego zimą i wiosną waha się w granicach od 60 do 70%, natomiast latem i jesienią od 50 do 60%. W okresie od roku 1961 do 1970 roczny udział wód podziemnych w odpływie całkowitym wyniósł od 60 do 70% (Dynowska, 1971). Odpływ podziemny obejmuje również

głębsze krążenie wód, dlatego jego wielkość może być zaniżona o objętość wody infiltrującej w dolinie, a nieuchwyconej w przekroju rzeki (Kolago, Orsztynowicz, 1977, 1978, w: Choiński, 1988).

Wpływ jezior na zdolność retencjonowania wody

Jednym z parametrów charakteryzujących zlewnię rzeczną jest zdolność retencyjna. Stanowi ona zależność między średnim maksymalnym miesięcznym odpływem a średnim odpływem minimalnym $q_{maks.}/q_{min.}$ (Gutry-Korycka, 1978). Dużą zdolnością retencyjną odznaczają się zlewnie na obszarach głębokiego krasu, rzeźby młodoglacjalnej z jeziorami oraz na obszarach nieciągłych struktur (region sudecki) (Choiński, 1988). Współczynnik zdolności retencyjnej wynika z całokształtu warunków środowiska, zarówno statycznych, na przykład litologia i morfologia, jak też zmiennych w czasie, na przykład opady, wegetacja roślin. Zdolność retencyjna obszaru obejmującego dolny bieg doliny Obry jest określana jako mała (2,36–2,97 $q_{maks.}/q_{min.}$). Jest to wartość nieco powyżej przeciętnej dla kraju, która wynosi 1,70.

Obecność jeziora wpływa na znaczne wyrównanie przepływów. Według Pasławskiego (1961, w: Choiński, 1988) zwiększenie wskaźnika jeziorności od 0% do 5% odpowiada około trzykrotnemu zmniejszeniu amplitudy wahań stanu wody. W miarę wzrostu jeziorności do 8% amplituda maleje już nieznacznie, a powyżej 8% pozostaje bez wpływu na zakres wahań stanów wody. Wartość wskaźnika jeziorności podlega zmianom wraz z biegiem Obry. W okolicach Zbąszynia zawiera się ona w przedziale od 3 do 5% (Choiński, 1988). Jeziora przepływowe wyraźniej zmniejszają nieregularność przepływu rzeki niż jeziora odpływowe. Wskazują na to wartości wskaźnika nieregularności przepływów dla rzek północno-wschodniej Polski (Bajkiewicz-Grabowska, 2002).

Analiza stanów z uwzględnieniem zasilania wodami podziemnymi i obecności jezior przepływowych pozwoliła na następujące stwierdzenia:

1. Zasilanie rzeki Obry należy do reżimów śnieżno-deszczowych z jednym maksimum i jednym minimum w ciągu roku. Jest to reżim zaliczany do grupy umiarkowanej z wezbraniem wiosennym oraz gruntowo-deszczowym zasilaniem (por.: Dynowska, 1971).

2. Istotnym czynnikiem wpływającym na reżim hydrologiczny Obry jest zasilanie wodami podziemnymi z obszaru Wysoczyzny Lubuskiej oraz obecność jezior przepływowych. Pierwszy z wymienionych czynników oddziałuje w sposób ciągły, co może mieć wpływ na zmiany wielkości odprowadzanego ładunku materiału rozpuszczonego, natomiast drugi może wpływać na zmniejszenie amplitudy wahań stanów wody.

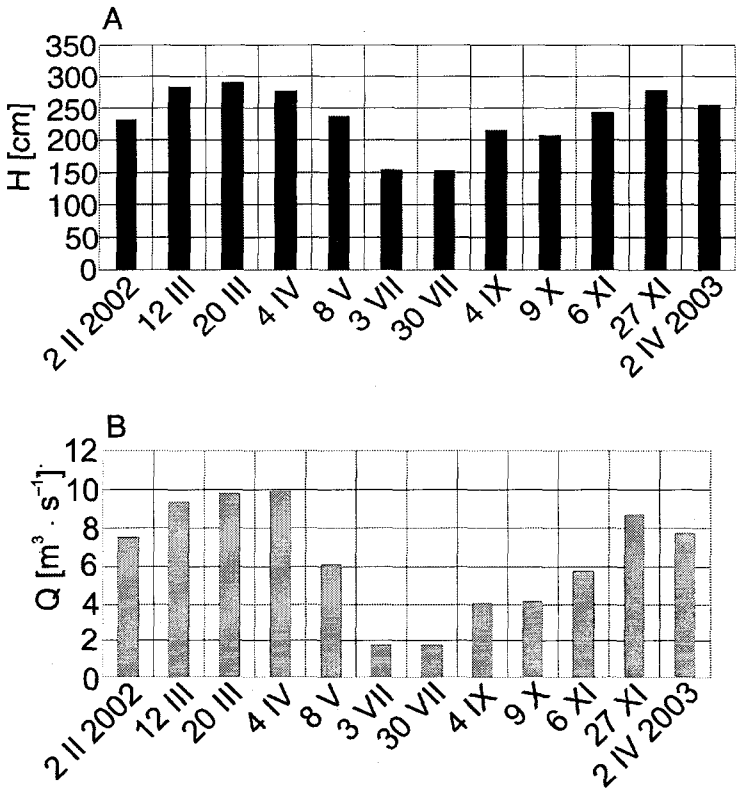
3. Najwyższe stany wody występowały w lutym, marcu lub kwietniu i były związane głównie z roztopami. Wezbrania te często miały charakter dwudzielny lub trójdzielny, co mogło być spowodowane zahamowaniem

spływu powierzchniowego przez dłuższy okres trwania ujemnych temperatur powietrza. Inną przyczyną wzrostu intensywności wezbrań roztopowych mogły być okresy większych opadów pod koniec ich trwania.

4. W miesiącach letnich pojawiały się wezbrania opadowe. Jednak objętość fali wezbraniowej była w takich przypadkach mniejsza niż w czasie wezbrań roztopowych. Stany niżówkowe na Obrze trwały od czerwca do września, przyjmując najniższe wartości na ogół w lipcu.

Zmiany stanów wody i przepływów w okresie objętym pomiarami

W okresie badań od 2 lutego 2002 do 4 kwietnia 2003 r. najwyższe stany wody zaobserwowano wiosną (12 III 2002: 284 cm, 20 III: 292 cm i 4 IV: 277 cm; ryc. 31A) oraz późną jesienią (27 XI 2002: 278 cm), przy objętości



Ryc. 31. Zmienność stanów wody (H) i przepływów (Q) w okresie objętym badaniami (od 2 II 2002 do 4 IV 2003 r.)

przepływu około 10 $m^3 \cdot s^{-1}$ (ryc. 31B). Natomiast w okresie letnim, w lipcu i sierpniu, wystąpiły długotrwałe stany niskie, wynoszące 154 cm (ryc. 31A) przy objętości przepływu poniżej 2 $m^3 \cdot s^{-1}$ (ryc. 31B).

Największe wezbranie wystąpiło w miesiącach wiosennych i zostało wywołane przez opady. W czasie jego trwania największe wartości przepływu zarejestrowano w dniach: 14 III 2002: 9,32 $m^3 \cdot s^{-1}$, 21 III: 9,71 $m^3 \cdot s^{-1}$ i 5 IV: 9,89 $m^3 \cdot s^{-1}$ (ryc. 31A,B). Podczas tego wezbrania maksymalny przepływ wystąpił 5 IV 2002.

Przeprowadzenie pomiarów przy tak dużym zakresie zmian stanów wody umożliwiło dokonanie analizy zmian uziarnienia osadów korytowych oraz zmian natężenia transportu materiału wleczonego, zawieszonego i rozpuszczonego w różnych warunkach hydrologicznych.

9.2. Zestawienie badań nad określeniem wielkości transportu fluwialnego

Określenie zmian wielkości transportu rumowiska jest jednym z zadań badawczych postawionych w niniejszej pracy, mającym na celu scharakteryzowanie współcześnie zachodzących zmian w korycie Obry oraz prześledzenie dostawy osadu do koryta.

Bezpośrednie metody pomiaru natężenia transportu rumowiska wleczonego

Bezpośrednich pomiarów natężenia transportu rumowiska wleczonego dokonuje się między innymi za pomocą batometru siatkowego i łapaczki PIHM (Brański, 1965, 1966, w: Młynarczyk, 1996). Natomiast Młynarczyk (1996) wykonywał pomiary za pomocą urządzenia własnej konstrukcji, które regulowało prędkość przepływu wody w tunelu pomiarowym w taki sposób, aby była ona równa prędkości panującej w danym punkcie koryta rzecznego. Ponadto, za pomocą przyrządu odcinającego fragment koryta i generującego nad nim przepływ z zadaną prędkością przeprowadzane były badania służące do obliczenia potencjalnego natężenia transportu rumowiska (Młynarczyk, 1996).

Innym przyrządem służącym do pomiaru natężenia transportu rumowiska jest próbnik Helley-Smitha. Urządzenie to jest zbudowane z metalowego pojemnika, do którego podłączona jest kieszeń służąca do wychwytywania transportowanego materiału (Helly, Smith, 1971, w: Ryan, 1998). Kleinhans i Ten Brinke (2001) zmodyfikowali to urządzenie poprzez dodatkowe jego obciążenie oraz amortyzację. Umożliwiło to łagodne opuszczenie próbnika

i jego precyzyjne umieszczenie na dnie koryta (Kleinhans, Ten Brinke, 2001). Jednakże pomiary za pomocą tego rodzaju urządzeń wiążą się z wieloma niedokładnościami. Wprowadzenie próbnika do koryta rzecznego powoduje zmianę warunków przepływu w strefie przydennej, co istotnie wpływa na dokładność pomiaru (Ryan, 1998). Dokładność ta zależy również od liczby pionów pomiarowych w przekroju oraz liczby prób pobranych w każdym pionie. Według zaleceń RWPG (1972, w: Bajkiewicz-Grabowska i in., 1993) optymalna liczba pionów pomiarowych wynosi od 6 do 8. W zależności od liczby pionów ustala się liczbę próbek, którą należy pobrać w każdym pionie. Wyniki badań przeprowadzonych w rzece o piaszczysto-żwirowym korycie, o szerokości 240 m i średnim przepływie 1350 $m^3 \cdot s^{-1}$ (rzeka Waal, Holandia), wskazują, że minimalna liczba próbek rumowiska wleczonego powinna wynosić 30 w każdej z przynajmniej pięciu wydzielonych podsekcji przekroju koryta (Kleinhans, Ten Brinke, 2001).

Metody obliczeniowe

Pierwsze badania nad natężeniem transportu rumowiska dotyczyły określenia warunków progowych ruchu osadów spoczywających na dnie koryta. Przeprowadzono je przy różnych głębokościach, prędkościach przepływu i spadku podłużnym w celu uzyskania różnych wartości naprężenia ścinającego. Następnie ekstrapolowano te wartości w kierunku zera w celu określenia krytycznej wartości naprężenia ścinającego (Shields, 1936, w: Allen, 2000). Wykres Shieldsa, stanowiący zależność między wartością bezwymiarowego naprężenia a liczbą Reynoldsa, był modyfikowany przez innych autorów (Vanoni, 1964; Miller i in., 1977, w: Allen, 2000). Większość modeli opisujących transport rumowiska odnosi się do wartości krytycznej naprężenia ścinającego ($\tau_0 - \tau_c$) lub do krytycznej wartości przepływu ($q - q_c$) (Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995). Uzyskany na drodze eksperymentu laboratoryjnego parametr Shieldsa θ oraz wcześniej wyprowadzony model transportu Du Boys $s_b = \alpha\tau(\tau_0 - \tau_c)$ (1879, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995) stanowiły podstawę, na której opierały się późniejsze modele. Próbowano w nich odnieść natężenie transportu rumowiska wleczonego do spadku dna koryta, objętości przepływu oraz właściwości transportowanego osadu (Gilbert, 1914, w: Bogardi, 1974). Charakter zależności między wprowadzonymi do modelu zmiennymi określano na podstawie eksperymentów laboratoryjnych. Przykładami są wzory empiryczne Meyera-Petera i Müllera (1948, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995; Karvonen, 2003), znajdujące głównie zastosowanie w rzekach górskich o stosunkowo jednorodnym materiale dna koryta (Bogardi, 1974), oraz Einsteina-Browna

(1950, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995; Karvonen, 2003), oparte na założeniach teorii prawdopodobieństwa.

Wzory opierające się na wartości parametru Shieldsa mogą się nie sprawdzać przy małym natężeniu transportu rumowiska. Nien-Sheng (2002) zaproponował formułę pozostającą w zgodzie z wynikami modeli przydatnych zarówno przy małym (model Einsteina, 1942, w: Nien-Sheng, 2002), jak i przy dużym natężeniu transportu (model Meyera-Petera i Müllera, 1948, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995). Część założeń i parametrów w tych modelach oraz w formule Nien-Shenga wprowadza jednak zbyt duże uogólnienia. Przykładem jest parametr d_{50}, charakteryzujący uziarnienie osadów korytowych. W innych badaniach nad transportem materiału o zróżnicowanej średnicy ziarna Kleinhans i van Rijn (2002) użyli w zmodyfikowanej postaci formuł Meyera-Petera i Müllera oraz van Rijna (1985, w: Kleinhans, van Rijn, 2002), uwzględniając w nich wielkości transportu poszczególnych frakcji materiału. Stwierdzili, że w warunkach przepływu, w których wartość naprężenia ścinającego jest zbliżona do wartości krytycznej, wielofrakcyjna analiza wielkości transportu (*multiple-fraction method*) jest dokładniejsza. Natomiast stosowanie jedynie wskaźnika uziarnienia materiału d_{50} (*single-fraction method*) może w wyżej wymienionych warunkach wykazać zerowe wartości transportu rumowiska (Kleinhans, van Rijn, 2002).

Odrębną grupę stanowią matematyczne modele transportu rumowiska, opierające się na równaniu pojemności transportowej w warunkach równowagi ($s_b = aU^b$, gdzie a - wskaźnik kształtu profilu poprzecznego koryta, U - prędkość przepływu). Wykładnik potęgowy b może być wyrażony jako $b = \frac{3}{1 - \frac{\theta_c}{\theta}}$ (de Vries, 1987, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995). Pomiary terenowe i eksperymentalne wykazały, że dla środkowego i dolnego biegu rzeki Warty wartość wykładnika b wynosi 4 (Przedwojski, 1988).

Inną metodą jest model MIKE 21 (DHI Water & Management, 2004). Jego autorzy wykorzystali do obliczeń między innymi formuły Meyera-Petera i Müllera (1948, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995) oraz van Rijna (1984, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995). Zastosowali je również w zmodyfikowanej postaci, uwzględniając występowanie w korycie rzecznym prądów helikoidalnych. Wykorzystali współczynniki wyprowadzone na podstawie kalibracji modelu w warunkach laboratoryjnych. Autorzy zwracają uwagę na możliwość otrzymania błędnych wyników, szczególnie dla koryt rzecznych o dużym obciążeniu zawiesiną (DHI Water & Management, 2004).

Formułą, która nie zawiera współczynników i w pełni wykorzystuje rozkład uziarnienia aluwiów, jest model potencjalnego transportu materiału piaszczystego w rzece, wykorzystujący w obliczeniach wielkości transportu

wielomianową funkcję spline (Młynarczyk, 1996). Umożliwia on wyznaczenie prędkości wody płynącej dla dowolnie założonego stanu wody i w dowolnie obranym punkcie przekroju koryta, predykcję zmian natężenia transportu rumowiska, jak również retrodykcję zmian natężenia transportu rumowiska dla okresu objętego systematycznymi obserwacjami hydrologicznymi (Młynarczyk, 1996). Założenia oraz matematyczny zapis tego modelu przedstawiono w rozdziale 5.

Transport materiału zawieszonego

W badaniach nad zmianami wielkości transportu materiału zawieszonego zwrócono uwagę na zmiany koncentracji materiału zawieszonego w czasie wezbrań, a w szczególności na efekt histerezy związku między przepływem a natężeniem transportu, którego kształt przyjmuje postać pętli. Kształt tej zależności związany jest z dostawą materiału dostępnego do transportu (Froehlich, 1982). Może ona być zgodna z ruchem wskazówek zegara (pętle normalne) lub przebiegać w przeciwnym kierunku (pętle odwrotne).

Pętle normalne dla materiału zawieszonego związane są z wyprzedzeniem maksymalnej koncentracji w stosunku do kulminacji przepływu wody. Niższe koncentracje występują po przejściu fali kulminacyjnej. Transportowany materiał pochodzi przede wszystkim z najbliższego otoczenia koryta (Froehlich, 1975; Krzemień, Święchowicz, 1992, w: Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). Ten typ dostawy występuje w rzekach obszaru młodoglacjalnego (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994), gdzie procesy erozyjne w korycie stanowią główne źródło dostawy materiału wleczonego i unoszonego (Stach, 1994). Występuje jednak możliwość powiększenia się strefy dostawy materiału klastycznego w korycie i poza korytem wraz ze wzrostem przepływu wody (Zwoliński, 1992).

Obecność odwrotnych pętli histerezy świadczy o wzroście koncentracji zawiesiny wraz z upływem czasu trwania wezbrania. Fakt ten wynika z opóźnionego dostarczania materiału z górnych części stoków systemu zlewni (Klein, 1984). Pętle odwrotne mogą zatem świadczyć o bezpośredniej łączności systemu stokowego z korytem. W badaniach nad procesami dostawy zawiesiny do koryta stwierdzono, że materiał pochodzący z bardziej odległych obszarów może być stopniowo włączany do transportu. Jego część może być czasowo „magazynowana" i podlega transportowi w trakcie kolejno pojawiających się wezbrań (Ashbridge, 1995, w: Bull, 1997). Transport ten może odbywać się również bezpośrednio ze stoków do koryta rzecznego, z pominięciem etapowej depozycji u podnóża stoku lub w dnie doliny (Froehlich, 1975, 1982; Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). Klein

(1984) stwierdził, że wzrost koncentracji zawiesiny podczas wezbrania może wynikać z dostawy materiału ze zlewni cząstkowych oraz z bardziej odległych części zlewni rzecznej, a jego zmiany są uzależnione od dynamiki spływu wody i zmian w objętości przepływu (Kostrzewski, Zwoliński, 1988b). Ostatni z wymienionych badaczy zwracają uwagę, że większe ładunki materiału zawieszonego są transportowane w półroczu zimowym. Podczas gwałtownych opadów w małych zlewniach następuje szybki i przestrzennie zróżnicowany wzrost koncentracji zawiesiny, natomiast większe zlewnie charakteryzują się wolniejszą reakcją (Kostrzewski, Stach, Zwoliński, 1994). Zaobserwowano również, że ilość transportowanego materiału zawieszonego jest nie tylko efektem warunków hydraulicznych panujących w korycie, lecz także jest związana z możliwością dostawy zawiesiny do koryta rzecznego, która uwarunkowana jest głównie rozkładem i intensywnością opadów, wilgotnością gruntu i stopniem rozwoju szaty roślinnej (Froehlich, 1982; Kostrzewski, Mazurek, 1995). Podkreślono ponadto, że na zwiększenie dostawy zawiesiny z brzegów koryta wpływa nie tylko wzrost stanów wody, lecz także proces odmarzania i zamarzania gruntu w okresie zimowym oraz wzrost wilgotności materiału budującego brzegi (Bull, 1997).

Podobnie jak dla natężenia transportu materiału wleczonego, opracowano wzory na wielkość transportu zawiesiny. Jeden z nich uwzględnia zróżnicowanie osadu pod względem uziarnienia, zakładając „wymianę" osadów między materiałem transportowanym we frakcji dennej oraz w zawiesinie (Qing, Yee-Chung, 2002). Procesy tej wymiany prześledzono w trakcie eksperymentu, dodając do koryta materiał o różnych średnicach ziarna. Wzięto również pod uwagę prędkość wody, przy której osad o danej frakcji jest transportowany w zawiesinie. Porównanie wyników badań koryta doświadczalnego i naturalnego dało zbliżone wyniki.

Transport materiału rozpuszczonego

Określenie zmian wielkości transportu substancji rozpuszczonych pozwala na obliczenie natężenia denudacji chemicznej zlewni. Obliczeń takich z zastosowaniem metody hydrometrycznej badacze dokonywali na przykładach obszarów krasowych (Pulina, 1974) oraz młodoglacjalnych (Kostrzewski, Zwoliński, 1984, 1985). Prowadzono również prace nad udoskonaleniem metod analiz chemicznych wody (Markowicz, Pulina, 1979; Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999). Podejmowano próby dopasowania równania regresji krzywoliniowej dla zależności pomiędzy koncentracją materiału rozpuszczonego a objętością przepływu. W przypadku zlewni młodoglacjalnych związek ten ma charakter odwrotnie proporcjonalny (Kostrzew-

ski, Zwoliński, 1992). Badania prowadzone przez Froehlicha (1982) wykazały, że w trakcie wezbrań zależność ta ma charakter histerezy, co wiąże się z procesami dostawy podczas fazy wzrostu przepływu i jego opadania. Ponadto, występują różnice w koncentracji poszczególnych jonów. Jest to uwarunkowane ich właściwościami chemicznymi, udziałem w obiegu biologicznym, procesami glebowymi i geochemicznymi oraz odmiennymi drogami krążenia i dostawy materiału do koryta rzecznego (Walling, Webb, 1980, w: Kostrzewski, Zwoliński, 1992). Zwracano również uwagę na udział składników chemicznych wód opadowych w migracji substancji chemicznych w obrębie zlewni. Wykazano potrzebę uwzględniania mineralizacji wód opadowych przy obliczaniu natężenia denudacji (Kostrzewski, Zwoliński, 1986a). Dalsze badania wykazały, że przepływ wody podlega większej zmienności niż koncentracja materiału rozpuszczonego. Związane jest to z typem zasilania koryta rzecznego, a tym samym ze źródłami i drogami dostawy substancji rozpuszczonych (Kostrzewski, Mazurek, 1995).

Badano również czynniki warunkujące krążenie jonów w zlewni. Poznano mechanizmy dostawy poszczególnych jonów, jak również sezonową zmienność natężenia procesów denudacyjnych. Poza czynnikami klimatycznymi duży wpływ na zmiany wielkości denudacji chemicznej wywiera wielkość odpływu (Froehlich, 1982; Kostrzewski, Zwoliński, 1992). Wskazano również na zależność między jednorodnością morfolitologiczną obszaru zlewni a stopniem zróżnicowania zmian zachodzących w składzie chemicznym wód rzecznych (Kostrzewski, Zwoliński, 1988). Stwierdzono, że każde wezbranie charakteryzuje się indywidualnym przebiegiem zmian koncentracji materiału rozpuszczonego (Froehlich, 1982; Kostrzewski i in., 1992). W trakcie wezbrania następuje spadek koncentracji materiału rozpuszczonego. Prawidłowość ta może ulec zmianie przy dużym udziale zasilania gruntowego. Pojawić się może odwrotna pętla histerezy rozcieńczenia w początkowej fazie wezbrania, a następnie wzrost koncentracji w wyniku zasilania gruntowego w fazie końcowej (Froehlich, 1982; Kostrzewski i in., 1992).

9.3. Zmiany wielkości transportu materiału wleczonego w korycie Obry

W rozdziale tym dokonano analizy zmian wielkości transportu materiału wleczonego. Charakter tych zmian analizowano w kolejnych seriach pomiarowych, wykonanych w wybranych przekrojach poprzecznych koryta (ryc. 32). W celu poznania zmian wielkości transportu rumowiska wleczonego wykonano następujące badania:

1. Podjęto próbę wyznaczenia dla różnych warunków hydrologicznych zależności między wielkością transportu rumowiska a uziarnieniem osadów korytowych Obry. Ustalono, jakie frakcje aluwiów są dostępne dla transportu.

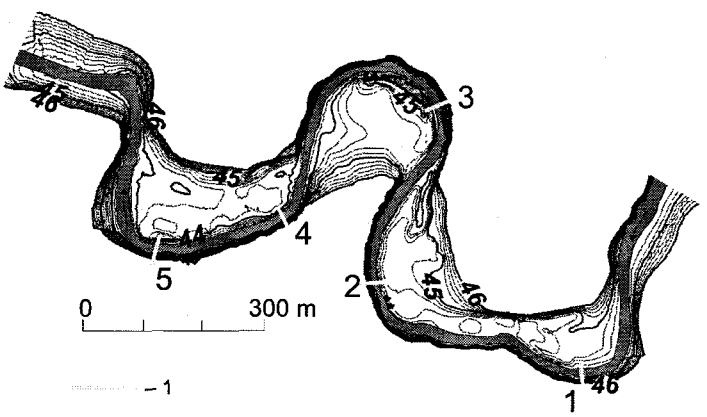
2. Określono, jak przy różnych stanach wody zmieniają się jej prędkości. Pomiary wykonano w strefie nurtu oraz przy obu brzegach.

3. Przy różnych warunkach przepływu badano oddziaływanie procesów erozji i akumulacji na zmiany w ukształtowaniu dna koryta. Próbowano ocenić, jaka jest reakcja przekrojów poprzecznych koryta na zmienność warunków przepływu.

4. Opierając się na danych pochodzących z ośmiu serii pomiarowych, wykonanych od 8 V 2002 do 4 IV 2003 r., w pięciu przekrojach poprzecznych, za pomocą modelu potencjalnego transportu rumowiska wleczonego (Młynarczyk, 1996), obliczono wielkość transportu rumowiska oraz zależności pomiędzy wielkością transportu rumowiska a stanem wody. Ponadto, stosując wzory: Meyera-Petera i Müllera (1948), Einsteina-Browna (1950), Kalinske-Frijlinka (1952) (zamieszczone w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995; Karvonen, 2003), obliczono natężenie transportu rumowiska.

5. Na podstawie wyników pomiarów oraz danych z wodowskazu Międzyrzecz dla okresu 1971–1991 obliczono roczny transport materiału wleczonego. Umożliwiło to ocenę zmian wielkości transportu w latach hydrologicznych suchych i wilgotnych, a także wskazanie, jaki zakres stanów wody jest najbardziej wydajny pod względem wielkości transportowanego ładunku osadów.

Szczególną uwagę poświęcono przekrojom pomiarowym nr 1, 3 i 4 (ryc. 32). Przekrój nr 1 położony był w pobliżu wysokiego brzegu wklęsłego,



Ryc. 32. Położenie przekrojów pomiarowych w badanym odcinku doliny Obry
1 – wyznaczone przekroje pomiarowe

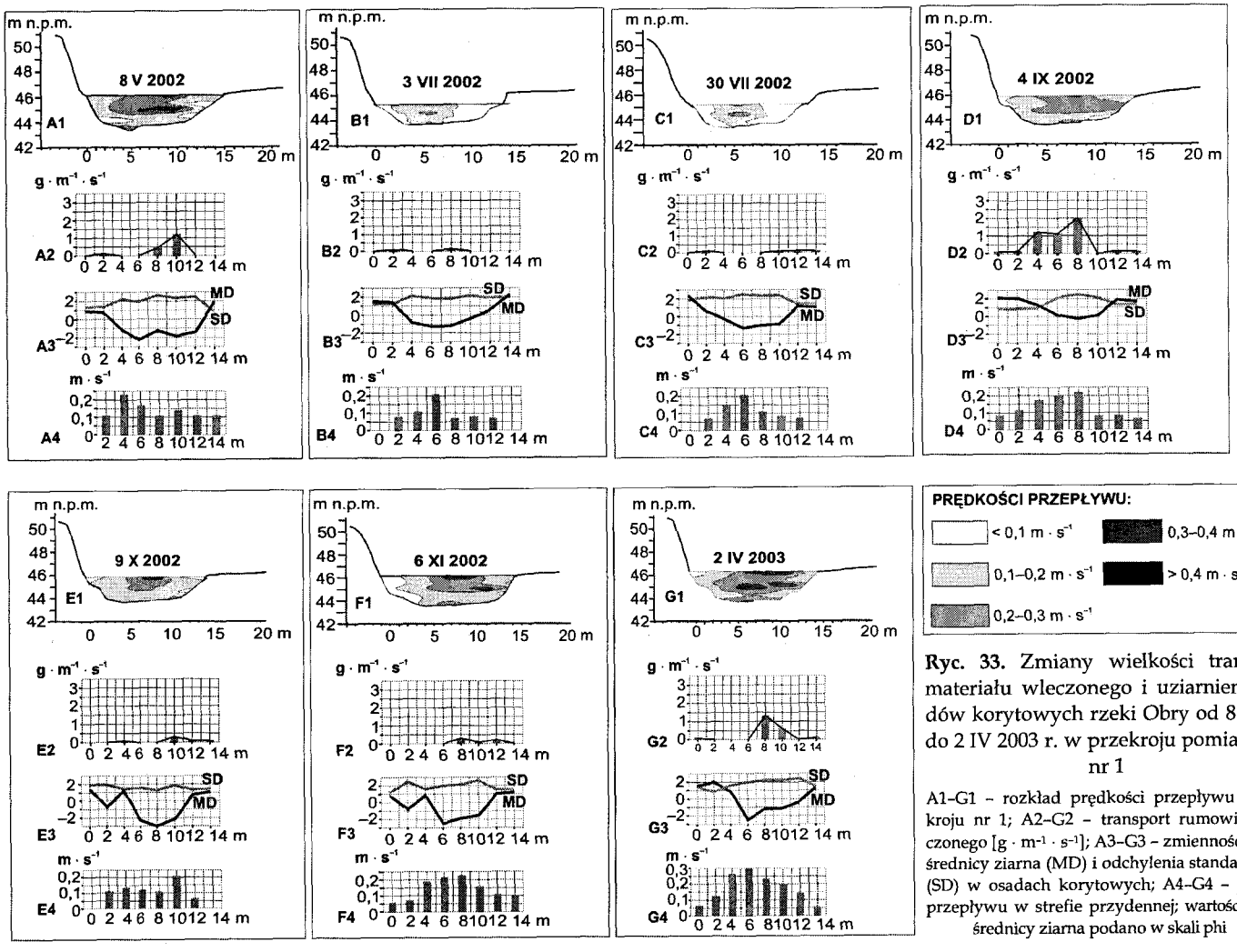
na którym widoczne są ślady osunięć materiału gliniastego, będące wynikiem erozji bocznej. Przekrój pomiarowy znajdował się w środkowej części zakola meandrowego i był asymetryczny. Natomiast przekrój nr 4, położony na początku prostoliniowego odcinka koryta o długości około 300 m, był zbliżony do symetrycznego.

Transport rumowiska wleczonego przy wysokich stanach wody

Transport rumowiska wleczonego określono dla wysokich stanów wody na podstawie serii pomiarowej wykonanej w kwietniu 2003 r. (stan wody - 256 cm). W badanych przekrojach natężenie transportu wynosiło od 3,0 $g \cdot s^{-1}$ (przekrój nr 3, ryc. 36 G2) do 6,8 $g \cdot s^{-1}$ (przekrój nr 4, ryc. 38 H2). Różnice w obliczonych ładunkach mogły wynikać z lokalnego zróżnicowania uziarnienia aluwiów korytowych. Przeciętna średnica ziarna osadów strefy nurtu w przekroju nr 3 wynosiła od -0,1 phi do 0,8 phi (ryc. 36 G3), natomiast w przekroju czwartym materiał korytowy był drobniejszy (1,2 phi-1,3 phi) (ryc. 38 H3). Na wielkość transportu rumowiska wleczonego wpłynęły także wyższe, w stosunku do poprzednich pomiarów, prędkości wody w strefie przydennej. W badanych przekrojach wynosiły one od 0,2 do 0,3 $m \cdot s^{-1}$ (ryc. 33 G4, 36 G4 i 38 H4). Należy dodać, że w przekroju pierwszym stwierdzono występowanie przy wysokim stanie wody najgrubszego osadu w strefie nurtu. Jego przeciętna średnica ziarna wynosiła -2,2 phi, natomiast odchylenie standardowe 2,0, co wskazuje, że był on słabo wysortowany (ryc. 33 G3). Aluwia te są wynikiem rozmycia występującej w podłożu gliny zwałowej. Tego rodzaju materiał nie podlega transportowi w korycie Obry (Młynarczyk, Słowik, 2005). Odsłonięcie tak grubych osadów mogła wywołać erozja wirowa. Podobne procesy prawdopodobnie zachodziły w przeszłości w środkowej części przekroju nr 2 (ryc. 18B), gdzie stwierdzono wyraźne obniżenie się stropu osadów bruku korytowego.

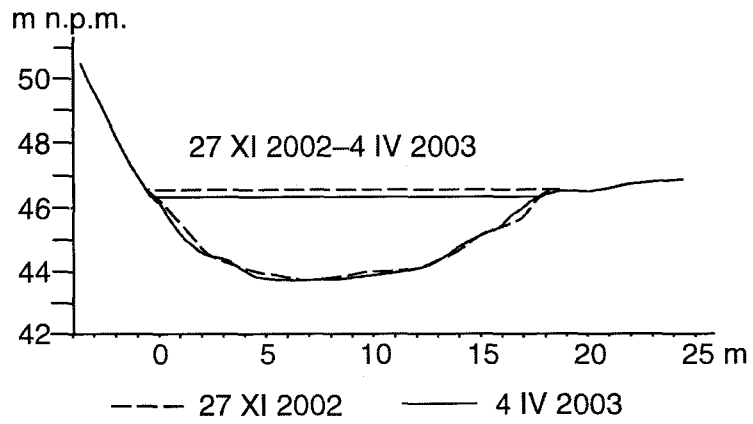
Przy brzegach natężenie transportu rumowiska wleczonego było znacznie niższe niż w strefie nurtu i wynosiło od 0,3 $g \cdot s^{-1}$ w przekroju nr 1 (ryc. 33 G2) do 0,7 $g \cdot s^{-1}$ w przekroju nr 4 (ryc. 38 H2). Przyczyną mniejszego natężenia transportu mogły być małe prędkości przy dnie, wynoszące od 0,05 $m \cdot s^{-1}$ do 0,18 $m \cdot s^{-1}$ (Młynarczyk, Słowik, 2005). Stwierdzono również stopniowe, związane ze spadkiem prędkości przepływu, drobnienie osadu w kierunku brzegu oraz poprawę jego wysortowania, zaznaczające się w spadku wartości odchylenia standardowego (ryc. 33 G3, 36 G3 i 38 H3).

W przekroju nr 4 transport rumowiska wleczonego w strefie nurtu oraz w strefie lewego brzegu mógł być spowodowany procesami erozji, których oddziaływanie poznano przez porównanie ukształtowania dna koryta w cza-



Ryc. 33. Zmiany wielkości transportu materiału wleczonego i uziarnienie osadów korytowych rzeki Obry od 8 V 2002 do 2 IV 2003 r. w przekroju pomiarowym nr 1

A1–G1 – rozkład prędkości przepływu w przekroju nr 1; A2–G2 – transport rumowiska wleczonego [g · m⁻¹ · s⁻¹]; A3–G3 – zmienność średniej średnicy ziarna (MD) i odchylenia standardowego (SD) w osadach korytowych; A4–G4 – prędkość przepływu w strefie przydennej; wartości średniej średnicy ziarna podano w skali phi

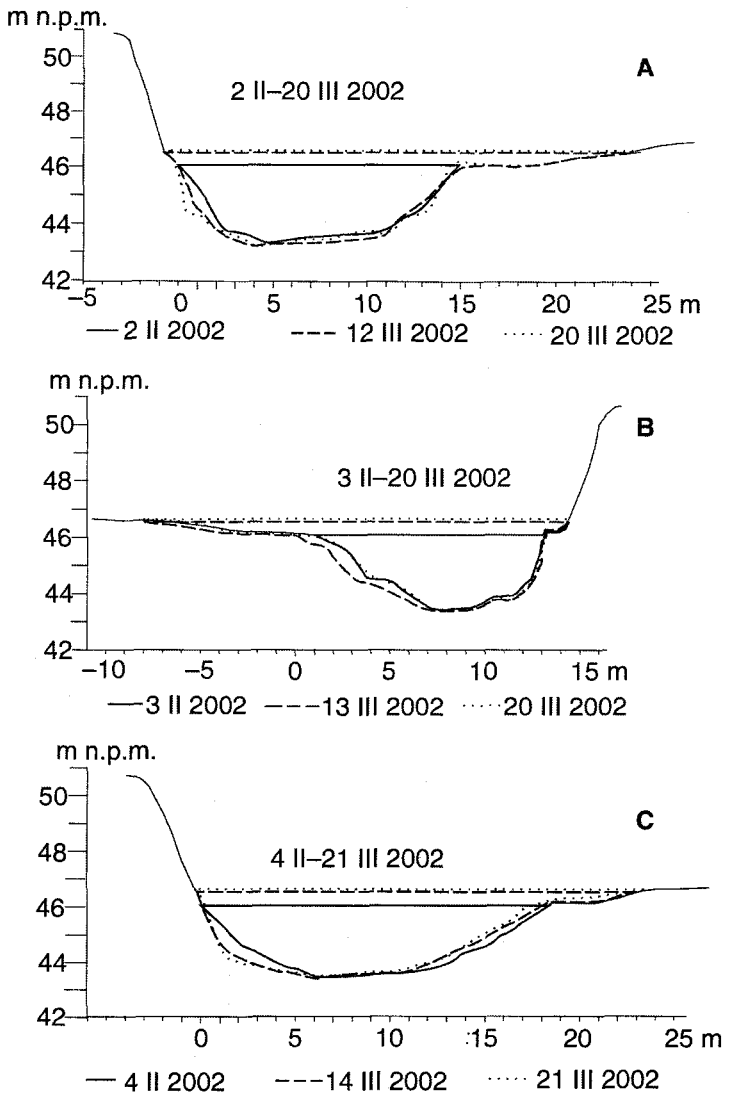


Ryc. 34. Zmiany ukształtowania dna koryta Obry w przekroju nr 4 podczas wysokich stanów wody (Młynarczyk, Słowik, 2005)

sie pomiaru w kwietniu 2003 z poprzednią serią pomiarową (27 XI 2002 r.) (ryc. 34). Obniżenie się dna koryta widoczne było przede wszystkim w środkowej części przekroju oraz w pobliżu lewego wklęsłego brzegu. Podobne zmiany zaobserwowano w przekroju nr 5, który charakteryzuje się kształtem zbliżonym do przekroju nr 4, oraz w strefie nurtu przekroju nr 3 (Młynarczyk, Słowik, 2005).

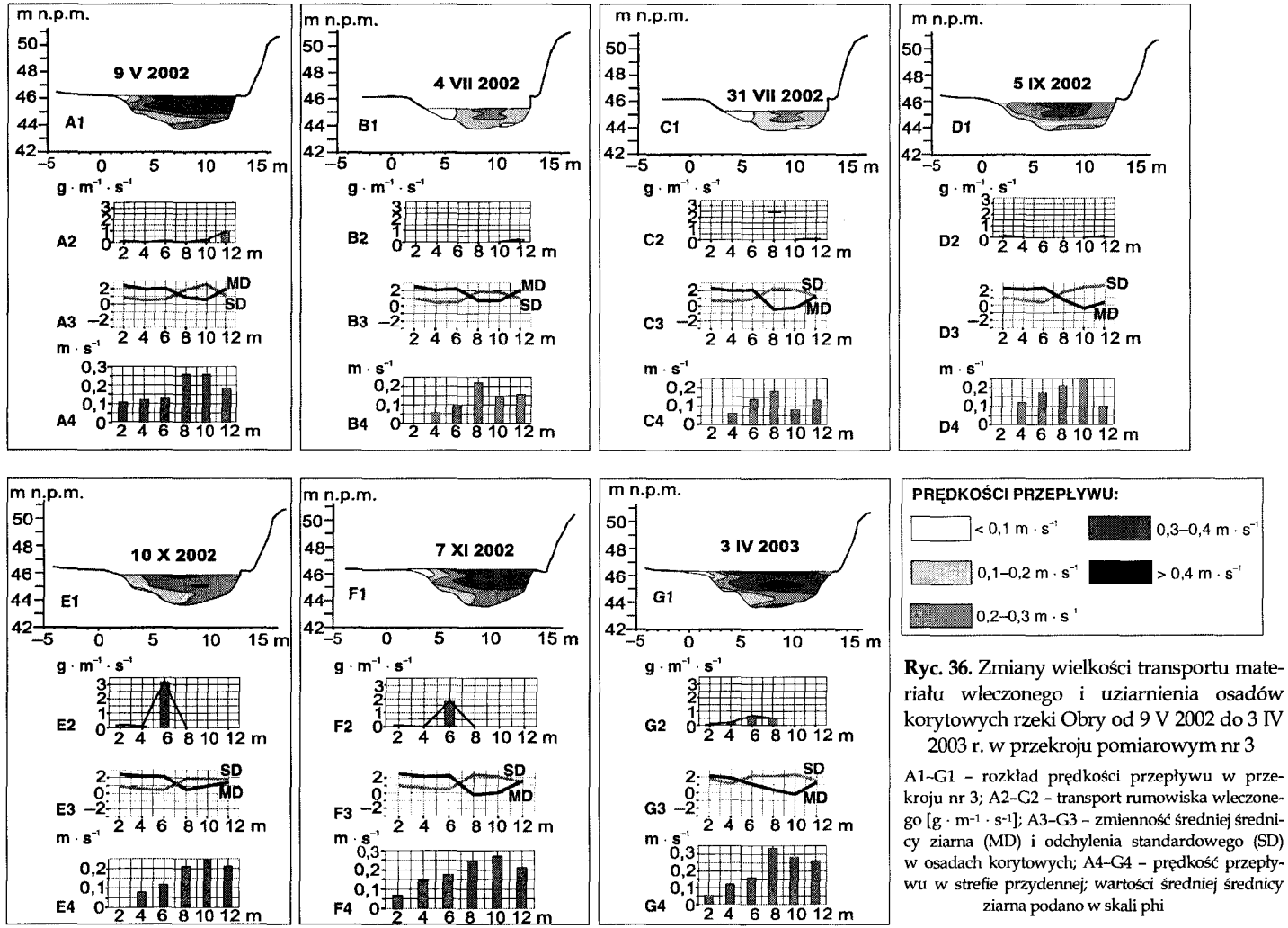
Zmiany w ukształtowaniu dna koryta zaobserwowano również podczas wezbrania w marcu i kwietniu 2002 r. (Młynarczyk, Słowik, 2005). Stan wody wyniósł wówczas 292 cm. W okresie tym zauważono zróżnicowaną reakcję badanych przekrojów poprzecznych na wzrost stanu wody i objętości przepływu (ryc. 35). W przekroju nr 1 (ryc. 35A) zanotowano wyraźną erozję. W największym stopniu zaznaczyła się ona w strefie lewego wklęsłego brzegu. Natomiast w pobliżu brzegu prawego, podczas pomiaru z 12 III 2002 r., przy stanie wody równym 281 cm, zaznaczyła się nieznaczna akumulacja, a w okresie od 12 do 20 III, przy wzroście stanu wody od 281 do 292 cm, wyraźna erozja. W środkowej części przekroju zaobserwowano również proces erozji wgłębnej (Młynarczyk, Słowik, 2005).

W przekroju nr 3 odnotowano odmienny kierunek zmian ukształtowania koryta. W strefie nurtu oraz przy brzegu wklęsłym zanotowano jego względną stabilizację (ryc. 35B). W pionach hydrometrycznych nr 10 i 12 stwierdzono występowanie na powierzchni dna mało podatnej na erozję gliny zwałowej. Zmiany w rzeźbie dna koryta zauważono w pobliżu lewego wypukłego brzegu. W okresie od 3 II do 13 III, przy wzroście stanu wody od 231 do 281 cm, przeważały procesy erozji (ryc. 35B). Następnie, od 13 III do 20 III, przy dalszym wzroście stanu wody do 292 cm, dominowała depozycja odsypu meandrowego (Młynarczyk, Słowik, 2005). W przekroju nr 4, szcze-



Ryc. 35. Zmiany ukształtowania koryta Obry podczas wezbrania (Młynarczyk, Słowik, 2005)
A – przekrój nr 1, B – przekrój nr 2, C – przekrój nr 3

gólnie w środkowej jego części, odnotowano najmniejsze zmiany w ukształtowaniu dna koryta (ryc. 35C). Zaobserwowano natomiast, że w obydwu strefach brzegowych procesy erozji i akumulacji przebiegały inaczej. Przy prawym wypukłym brzegu dominowała postępująca w miarę wzrostu stanu wody akumulacja (ryc. 35C). Natomiast przy lewym brzegu wyraźnie zaznaczył się proces erozji. W trakcie wezbrania na zatopionej części równi-



Ryc. 36. Zmiany wielkości transportu materiału wleczonego i uziarnienia osadów korytowych rzeki Obry od 9 V 2002 do 3 IV 2003 r. w przekroju pomiarowym nr 3

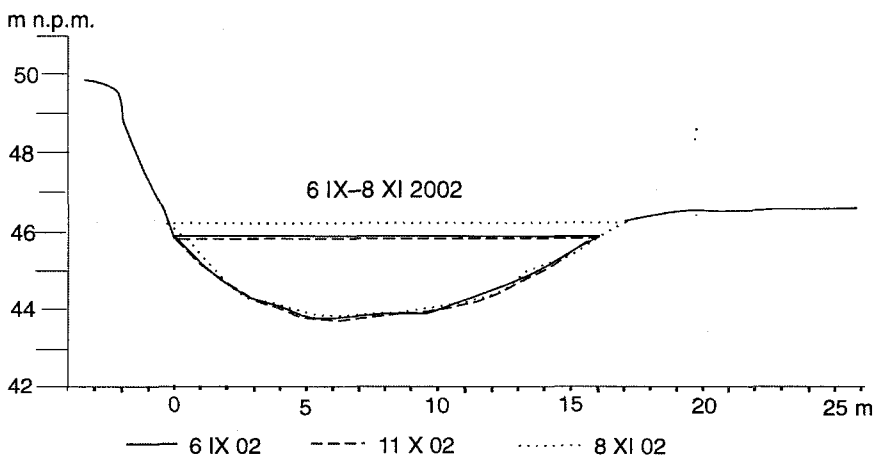
A1–G1 – rozkład prędkości przepływu w przekroju nr 3; A2–G2 – transport rumowiska wleczonego [g · m⁻¹ · s⁻¹]; A3–G3 – zmienność średniej średnicy ziarna (MD) i odchylenia standardowego (SD) w osadach korytowych; A4–G4 – prędkość przepływu w strefie przydennej; wartości średniej średnicy ziarna podano w skali phi

ny zalewowej doszło do akumulacji 3-centymetrowej warstwy osadu. Analiza tego procesu zostanie przedstawiona w podrozdziale 9.4.

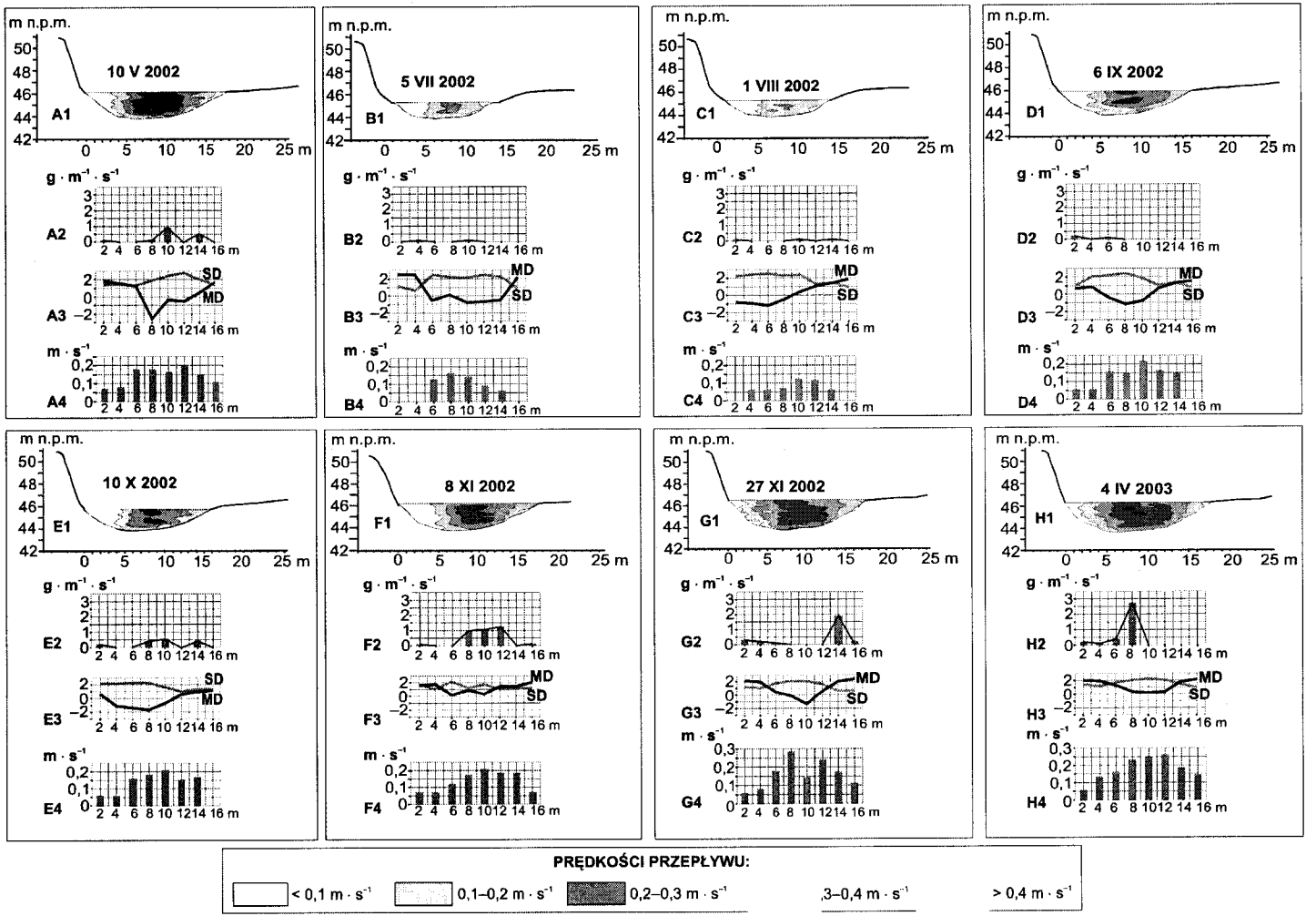
Można przypuszczać, że jednym z czynników wpływających na zróżnicowanie zachodzących procesów jest kształt i położenie badanych przekrojów poprzecznych. Przekrój nr 1 leży w sąsiedztwie odsłonięcia osadów glacjalnych i fluwioglacjalnych na lewym wysokim brzegu koryta Obry. Procesy erozji bocznej spowodowały poszerzenie koryta bezpośrednio przed przekrojem. Wpłynęła na to również obecność pni drzew pochodzących z podmytego, wysokiego brzegu, które mogły zmniejszyć zdolność transportową rzeki (Młynarczyk, Słowik, 2005). Podobne zjawiska stwierdzono w korytach potoków na obszarze Pogórza Wielickiego (Słowiak, 2002). Przekrój nr 3 cechuje się najmniejszą szerokością, asymetrycznym kształtem i występowaniem gliny w części powierzchni dna. Natomiast przekrój nr 4 położony jest na początku prostoliniowego odcinka rzeki o długości 300 m i charakteryzuje się kształtem zbliżonym do symetrycznego.

Transport rumowiska wleczonego przy średnich stanach wody

Natężenie transportu rumowiska w czasie średnich stanów wody cechowało się dużym zróżnicowaniem, na co wskazują pomiary w przekroju nr 4, przeprowadzone we: wrześniu (stan wody: 214 cm; ryc. 38 D1),



Ryc. 37. Zmiany ukształtowania dna koryta w czasie występowania średnich stanów wody (od 6 IX do 8 XI 2002 r.) na przykładzie przekroju nr 4 (Młynarczyk, Słowik, 2005)


m n.p.m.
10 V 2002
A1
A2
A3
A4
5 VII 2002
B1
B2
B3
B4
1 VIII 2002
C1
C2
C3
C4
6 IX 2002
D1
D2
D3
D4
10 X 2002
E1
E2
E3
E4
8 XI 2002
F1
F2
F3
F4
27 XI 2002
G1
G2
G3
G4
4 IV 2003
H1
H2
H3
H4
g · m⁻¹ · s⁻¹
m · s⁻¹
MD
SD
PRĘDKOŚCI PRZEPŁYWU:
< 0,1 m · s⁻¹
0,1–0,2 m · s⁻¹
0,2–0,3 m · s⁻¹
,3–0,4 m · s⁻¹
> 0,4 m · s⁻¹

październiku (stan wody: 208 cm; ryc. 38 E1) i na początku listopada 2002 (stan wody: 244 cm; ryc. 38 F1). W pierwszych dwóch seriach pomiarowych natężenie transportu wynosiło 3 $g \cdot s^{-1}$ i maksymalnie 0,5 $g \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ (10 X 2002; ryc. 38 E2). Przyczyną małego natężenia transportu była obecność grubego materiału w strefie nurtu, którego przeciętna średnica wynosiła od -0,6 phi do -1,5 phi (Młynarczyk, Słowik, 2005) (ryc. 38 E3). Prędkości przepływu przy dnie wynosiły od 0,16 $m \cdot s^{-1}$ do 0,22 $m \cdot s^{-1}$ (ryc. 38 D4, E4) i były za małe do uruchomienia tych frakcji. Ponadto, we wrześniu i październiku strefa nurtu zajmowała mniejszy procent powierzchni przekroju (ryc. 38 D1, E1) niż w listopadzie (ryc. 38 F1). Fakt ten mógł być przyczyną wzrostu do 7 $g \cdot s^{-1}$ natężenia transportu w całym przekroju nr 4 (ryc. 38 F2) (Młynarczyk, Słowik, 2005). Stwierdzono, że osady korytowe w strefie nurtu były w tym czasie drobniejsze (MD = 0,2–1,0 phi; ryc. 38 F3) i nieco lepiej wysortowane niż podczas pomiarów we wrześniu i październiku. Ponadto, w listopadzie, w strefie nurtu i przy lewym brzegu, zaznaczył się słaby proces akumulacji (ryc. 37). W dwóch wcześniejszych pomiarach zmiany ukształtowania dna koryta były znikome.

Podobne zmiany, polegające na wzroście natężenia transportu materiału wleczonego przy jednoczesnym pojawieniu się drobniejszego materiału w strefie nurtu, stwierdzono również w pierwszym i trzecim przekroju pomiarowym, które znajdują się powyżej przekroju nr 4 (ryc. 32). Spowodowało to niewielką akumulację na dnie koryta (ryc. 37) (Młynarczyk, Słowik, 2005).

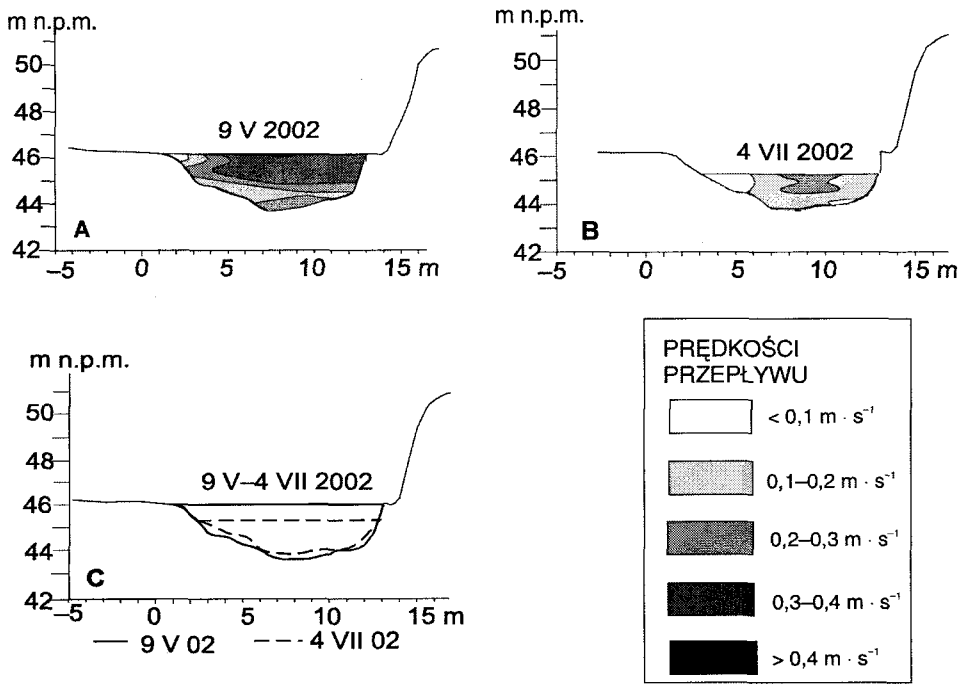
Zmiany kształtu przekrojów występowały w różnym czasie. W przekroju nr 1 zaobserwowano je we wrześniu 2002 (ryc. 33 D2, D3), a w przekroju nr 3 - w październiku 2002 r. (ryc. 36 E2, E3) (Młynarczyk, Słowik, 2005). Wskazują one na „falowy" charakter transportu rumowiska wleczonego. Z badań innych autorów wynika, że „falowy" lub „pulsacyjny" proces transportu może mieć związek z przekształceniem form dna koryta w różnych warunkach hydrologicznych oraz migracją tych form w dół rzeki (Mosley, 1978, w: Paige, Hickin, 2000; Meade, 1985, w: Paige, Hickin, 2000). Okres, w którym zaobserwowano taki przebieg procesu, jest zbyt krótki, aby potwierdzić regularność występowania takiego mechanizmu (Młynarczyk, Słowik, 2005).

Ryc. 38. Zmiany wielkości transportu materiału wleczonego i uziarnienia osadów korytowych rzeki Obry od 10 V 2002 do 4 IV 2003 r. w przekroju pomiarowym nr 4

A1–H1 - rozkład prędkości przepływu w przekroju nr 4; A2–H2 - transport rumowiska wleczonego [$g \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$]; A3–H3 - zmienność średniej średnicy ziarna (MD) i odchylenia standardowego (SD) w osadach korytowych; A4–H4 - prędkość przepływu w strefie przydennej; wartości średniej średnicy ziarna podano w skali phi

Transport rumowiska wleczonego przy niskich stanach wody

W okresie objętym pomiarami niskie stany wody wystąpiły w lipcu i sierpniu 2002 r. (stan wody: 154 cm). W tym czasie we wszystkich badanych przekrojach natężenie transportu nie przekraczało 0,2 g · m^{-1} · s^{-1} (ryc.: 33 B1, 33 C1, 36 B1, 36 C1, 38 B1 i 38 C1). Przyczyną tak niewielkiego



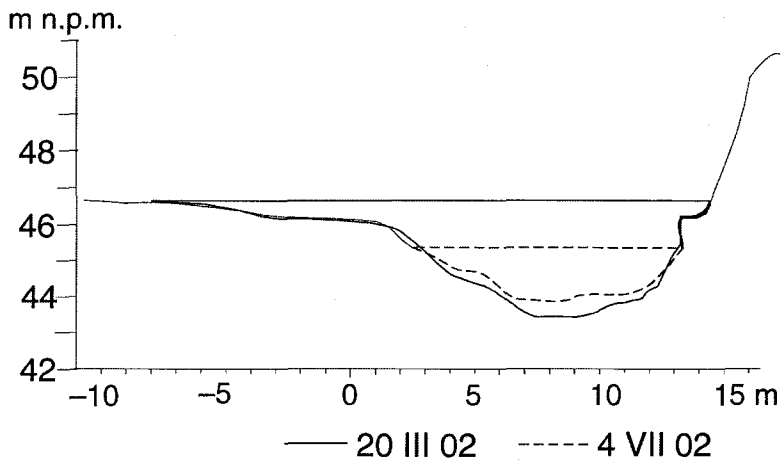
Ryc. 39. Zmiany rozkładu prędkości przepływu (A, B) oraz zmiany ukształtowania dna koryta (C) w okresie recesji stanów wody od 9 V do 4 VII 2002 r. w przekroju nr 3, na tle zmian rozkładu prędkości wody (Młynarczyk, Słowik, 2005)

natężenia transportu były niskie prędkości przepływu przy dnie koryta, które w strefach brzegowych wynosiły poniżej 0,1 m · s^{-1}, a w strefie nurtu poniżej 0,2 m · s^{-1} (ryc. 39B) (Młynarczyk, Słowik, 2005).

W okresie badań w strefie nurtu znajdował się osad o przeciętnej średnicy ziarna od 0,8 do 1,2 phi i słabym wysortowaniu (SD = 1,9), który w takich warunkach hydrodynamicznych nie mógł być uruchomiony. Wyniki obliczeń natężenia transportowanego rumowiska przy zastosowaniu modelu potencjalnego transportu (Młynarczyk, 1996) wskazują, że prędkość progo-

wa potrzebna do włączenia do transportu osadu o przeciętnej średnicy ziarna 1,15 phi, przy uwzględnieniu całego rozkładu uziarnienia próby, wynosi 0,22 $m \cdot s^{-1}$. W okresie poprzedzającym niskie stany wody (maj 2002) prędkości przepływu przy dnie w strefie nurtu przekraczały 0,3 $m \cdot s^{-1}$ (ryc. 39A), co umożliwiało transport takiego materiału. W lipcu i sierpniu nastąpiła recesja stanów wody i spadek prędkości przepływu. Sprawiło to, że materiał o przeciętnej średnicy ziarna od 0,8 do 1,2 phi nie podlegał transportowi. Wynikiem tego była stosunkowo intensywna akumulacja w strefie nurtu. Proces ten przedstawiono na przykładzie przekroju nr 3 (ryc. 39C) (Młynarczyk, Słowik, 2005). Depozycja wystąpiła również w strefie wypukłego, lewego brzegu, gdzie znajdował się osad o średniej średnicy ziarna od 2,0 do 2,3 phi.

Analiza zmian ukształtowania dna koryta w poszczególnych przekrojach poprzecznych koryta Obry pozwoliła na określenie intensywności, z jaką proces erozji wezbraniowej oddziałuje na zmiany rzędnej dna koryta. W celu oceny wielkości tych zmian porównano kształt koryta z okresów,



Ryc. 40. Ukształtowanie dna koryta w okresie wysokich i niskich stanów wody na przykładzie przekroju nr 3 (Młynarczyk, Słowik, 2005)

podczas których wystąpił najwyższy i najniższy zanotowany stan wody (20 –21 III 2002 oraz 3–5 VII 2002) (ryc. 40).

W pięciu badanych przekrojach różnice w położeniu rzędnej dna koryta w strefie nurtu wyniosły od 36 do 40 cm (Młynarczyk, Słowik, 2005). Są one niewielkie w porównaniu z rozmiarami erozji powodziowej w korytach innych rzek nizinnych. Zmiany położenia dna koryta rzeki Prosny są znacz-

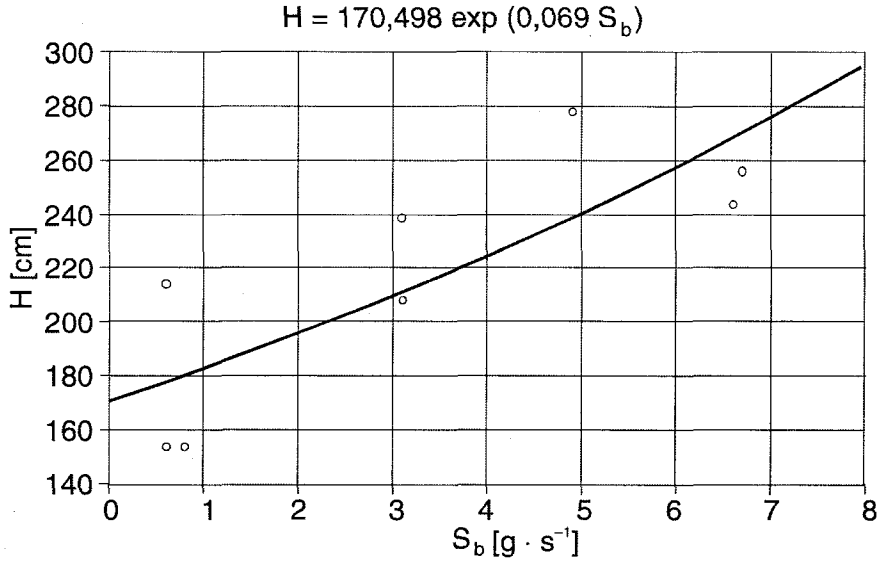
nie większe, a w miejscach występowania erozji wirowej sięgają ponad 3 m (Rotnicki, Młynarczyk, 1989). Przyczyną tak słabego oddziaływania tego procesu w Obrze może być występowanie grubego materiału pochodzącego z rozmycia gliny zwałowej (Młynarczyk, Słowik, 2005).

Z analizy zmian wielkości transportu rumowiska wleczonego oraz zmian ukształtowania dna koryta Obry wynika:

1. Transport materiału wleczonego w poszczególnych przekrojach charakteryzuje się stosunkowo małym natężeniem. Przyczyny tego są następujące:
   - występowanie w strefie przydennej małych prędkości przepływu, wynoszących od 0,05 $m \cdot s^{-1}$ w strefach brzegowych do 0,3 $m \cdot s^{-1}$ w strefie nurtu;
   - „odsłanianie" przy wysokich stanach wody materiału o przeciętnej średnicy ziarna sięgającej -2,0 phi. Osad ten nie podlega transportowi przy warunkach hydrodynamicznych występujących w korycie Obry. Jest to materiał pochodzący z rozmycia zalegającej w podłożu gliny zwałowej (Młynarczyk, Słowik, 2005).
2. Największe natężenie transportu rumowiska wleczonego stwierdzono w czasie występowania wysokich stanów wody. Natomiast w okresie letnim, pomimo występowania drobnego materiału na dnie koryta, natężenie transportu było małe, co wiązało się z niskimi prędkościami przepływu przy dnie (Młynarczyk, Słowik, 2005). W okresie niskich stanów wody dominował proces akumulacji.
3. W okresie występowania średnich stanów wody w poszczególnych przekrojach zaobserwowano znaczne różnice w natężeniu transportu - związane z obecnością drobniejszego materiału na dnie i zmianami zasięgu strefy nurtu. Zmiany w poszczególnych przekrojach wystąpiły w różnym czasie (przekrój nr 1 - wrzesień 2002, przekrój nr 3 - październik 2002, przekrój nr 4 - listopad 2002) (Młynarczyk, Słowik, 2005). Było to przypuszczalnie efektem „falowego" charakteru transportu materiału wleczonego.
4. Badane przekroje reagują w różny sposób na wzrost stanów wody i objętości przepływu. W obrębie jednych zaznacza się przewaga procesów erozyjnych (przekrój nr 1), natomiast w innych przewaga procesów akumulacji (przekrój nr 3) (Młynarczyk, Słowik, 2005). Jedną z przyczyn tych zróżnicowań może być kształt i położenie badanych przekrojów oraz trudno rozmywalne osady w ich dnie.
5. Stwierdzone prawidłowości zmian uziarnienia oraz ukształtowania dna koryta Obry potwierdzają wyniki badań innych autorów (Knighton, 1977; Dury, 1977), którzy uważają, że wyraźne zmiany kształtu koryta mogą następować jedynie w wyniku długotrwałego oddziaływania procesów erozji i depozycji o stosunkowo małym natężeniu, bez udziału ekstremalnych stanów wezbraniowych.

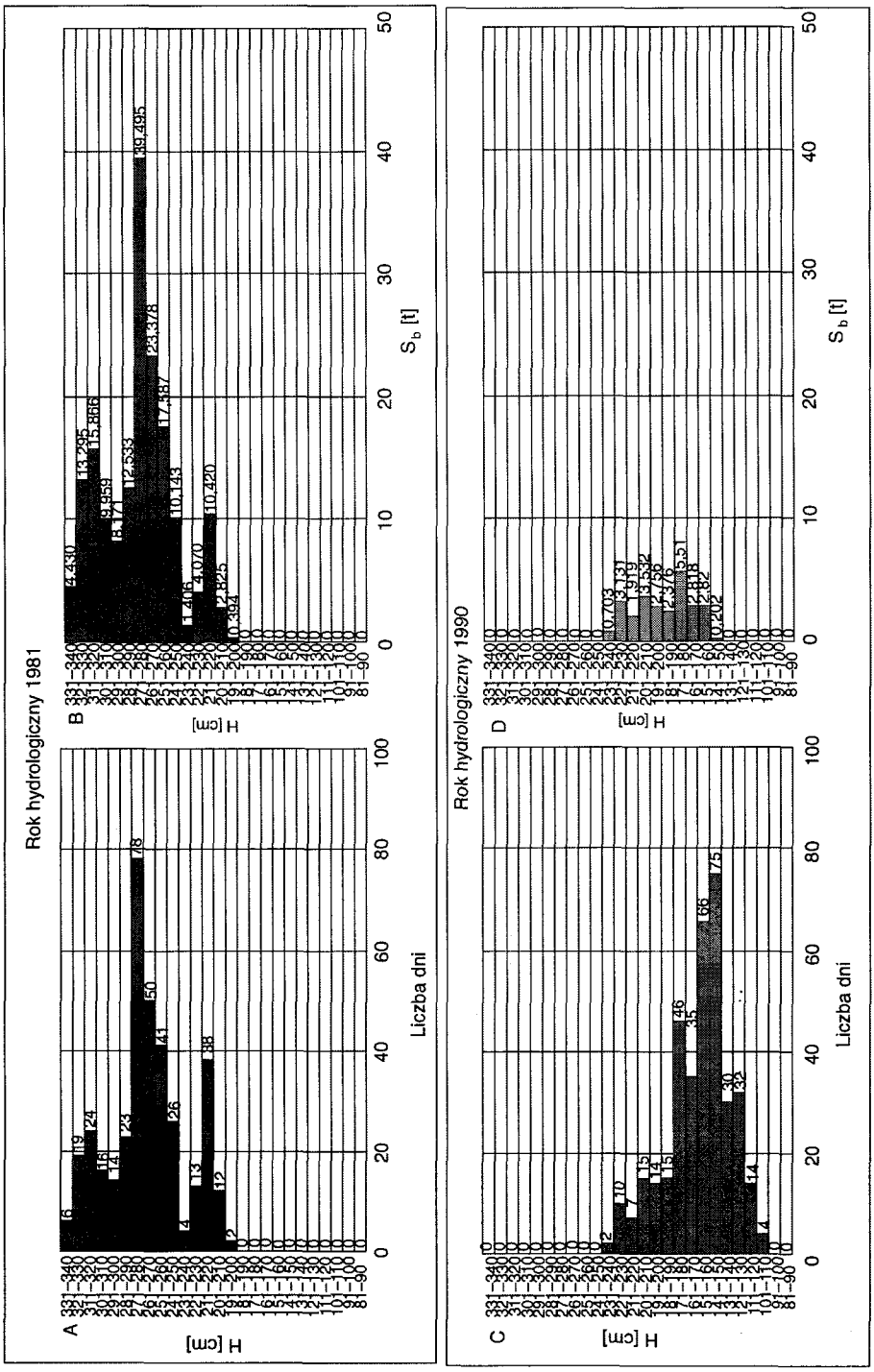
Zmiany wielkości transportu materiału wleczonego od 1971 do 1991 roku

Na podstawie zależności pomiędzy natężeniem transportu rumowiska wleczonego a stanem wody, dla lat 1971–1991, obliczono roczne wartości ładunku rumowiska w przekroju koryta (ryc. 41). Obliczenie takiej zależności dla wodowskazu Międzyrzecz było niemożliwe ze względu na

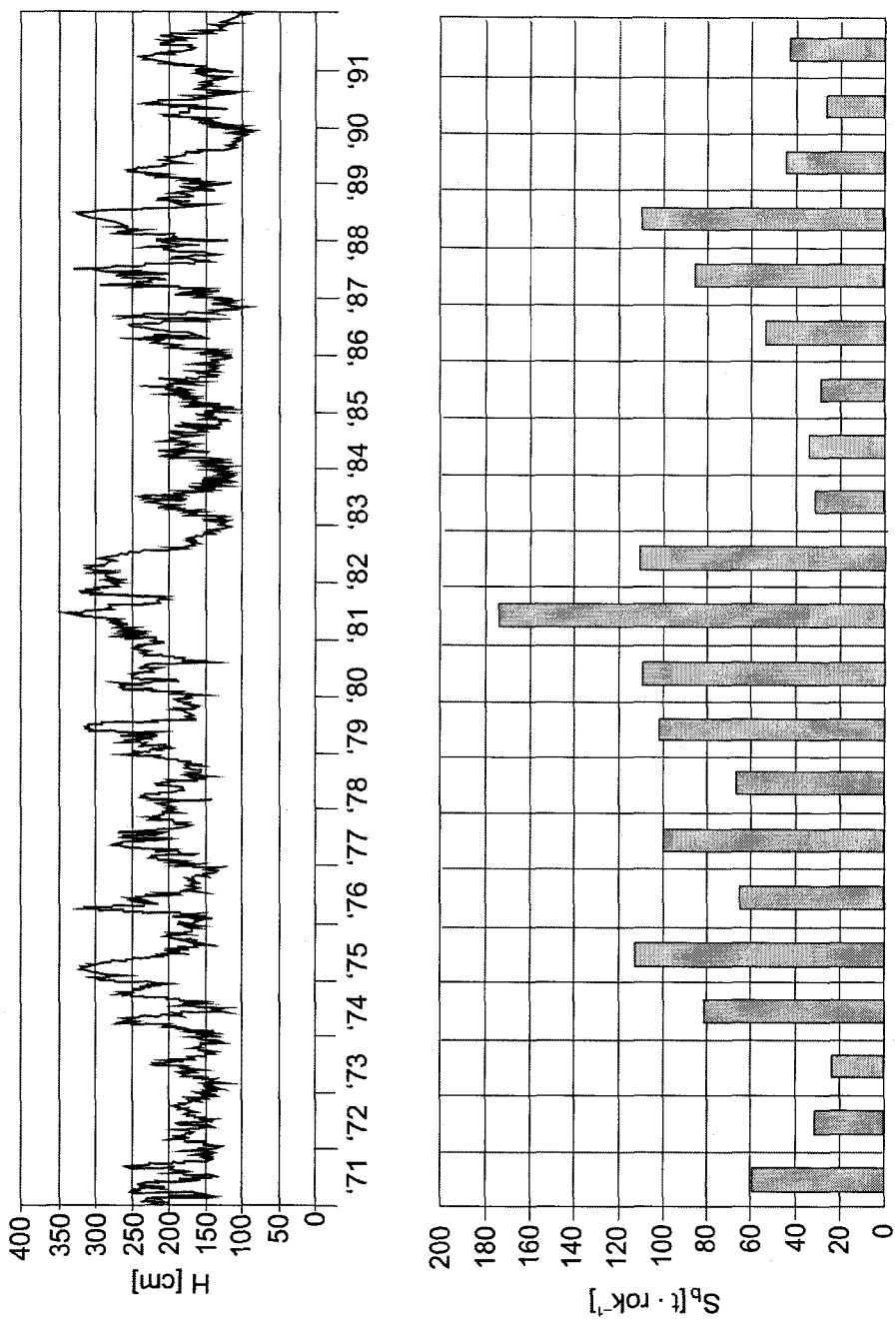


Ryc. 41. Zależność między stanem wody (H) a natężeniem transportu materiału wleczonego (S_b) (Młynarczyk, Słowik, 2005)

brak wyników pomiarów objętości przepływu. Dlatego podjęto próbę wyznaczenia związku stanów wody w odniesieniu do wodowskazu Zbąszyń. Jednak ze względu na zabudowę hydrotechniczną (zastawki) i sztucznie wyznaczane stałe piętrzenia w Zbąszyniu przy wypływie Obry z Jeziora Zbąszyńskiego zależność ta nie mogła być wykorzystana. Należy dodać, że obliczenie rocznego ładunku rumowiska dla lat późniejszych nie było możliwe ze względu na likwidację posterunku wodowskazowego w Międzyrzeczu 30 kwietnia 1992 roku. Zatem, obliczone wielkości transportu rumowiska wleczonego, zawiesiny i materiału rozpuszczonego (podrozdz. 9.4 i 9.5) należy traktować jako szacunkowe.



Ryc. 42. Częstość występowania stanów wody (H) oraz wielkość transportu materiału wleczonego (S_b) w roku hydrologicznym (1981; A, B) i suchym (1990; C, D) (Młynarczyk, Słowik, 2005)



Ryc. 43. Zmiany rocznych ładunków transportowanego rumowiska wleczonego (S_b) od 1971 do 1991 r. na tle wahań stanów wody (Młynarczyk, Słowik, 2005)

W roku wilgotnym (1981) z długotrwałymi wysokimi stanami wody w okresie wiosennym i częściowo letnim, z maksymalnym stanem 336 cm i minimalnym 200 cm, wielkość ładunku transportowanego materiału wleczonego wyniosła 173,972 t. W roku wilgotnym (ryc. 42A i B) największa ilość materiału wleczonego została odprowadzona przy stanie wody 271 -280 cm, o czym decydował długi czas ich występowania (78 dni). Natomiast w roku suchym (1990) wartość ta wyniosła 25,767 t (Młynarczyk, Słowik, 2005). Rok ten cechowały niskie stany wody i stosunkowo małe wezbrania w grudniu i marcu. Minimalny zanotowany stan wody wyniósł 109 cm, a maksymalny 232 cm.

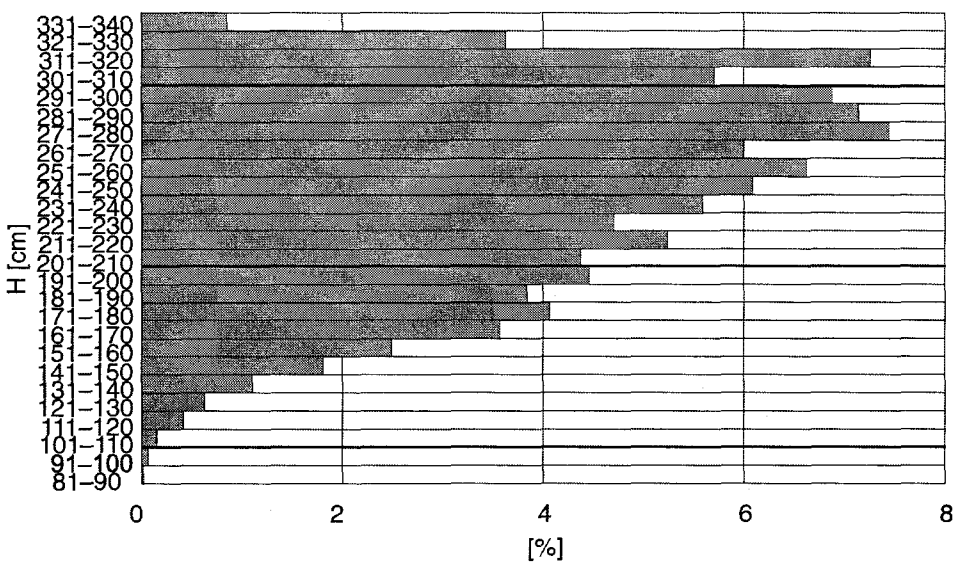
Duże ładunki były transportowane także przy pojawianiu się stanów wody w zakresie od 311 do 320 cm oraz od 321 do 330 cm (ryc. 42A i B). W roku suchym największe wielkości transportu materiału wleczonego odpowiadały zakresowi stanów wody od 171 do 180 cm (ryc. 42C i D). W tym przypadku większe znaczenie niż częstość występowania określonego stanu wody miały warunki przepływu wody w korycie (Młynarczyk, Słowik, 2005). W tym roku stany wody w przedziale od 141 do 150 cm pojawiały się najczęściej (ryc. 42C), a transport rumowiska wyniósł jedynie 0,202 t (ryc. 55D) (Młynarczyk, Słowik, 2005).

Wielkość transportu materiału wleczonego została obliczona dla lat hydrologicznych 1971-1991 (ryc. 43). Największe ładunki rumowiska były odprowadzane w latach hydrologicznych 1975, 1980-1982 i 1988 (Młynarczyk, Słowik, 2005). Okres ten charakteryzował się dużymi wezbraniami, w czasie których stan wody sięgał ponad 320 cm. Obok wysokich kulminacji bardzo istotny w tym przypadku był również czas utrzymywania się wysokich stanów wody. W 1981 r. przedział stanów wody o największej częstości występowania wynosił od 271 do 280 cm (Młynarczyk, Słowik, 2005). Natomiast transportowany ładunek rumowiska w latach 1972-1973, 1983-1985 i 1990 -1991 był znacznie niższy. Okres ten cechowało występowanie długotrwałych niżówek, głównie w miesiącach letnich (z minimalnymi stanami sięgającymi 80-90 cm). Natomiast najwyższe zanotowane stany wody nieznacznie przekraczały 200 cm (ryc. 43).

Dla badanego okresu obliczono również procentowy udział wielkości transportowanego ładunku rumowiska w poszczególnych przedziałach stanów wody. Na rycinie 44 przedstawiono zależność między stanem wody a natężeniem transportu ładunku rumowiska.

W analizowanym 20-leciu największy ładunek rumowiska wiąże się z zakresami stanów wody: od 271 do 280 cm, od 281 do 290 cm, od 291 do 300 cm i od 311 do 320 cm W każdym przypadku stanowi on powyżej 7% ładunku transportowanego w badanym 20-leciu (ryc. 44) (Młynarczyk, Słowik, 2005),

natomiast powyżej 6% ładunku związane było ze stanami wody od 241 do 250 cm i od 251 do 260 cm. Decydowały o tym warunki hydrodynamiczne przepływu wody w korycie oraz czas ich trwania. Wielkości transportowanego ładunku rumowiska maleją wraz ze zmniejszaniem się stanu wody, niezależnie od częstości jego występowania. Ma ona natomiast znaczenie w przypadku najwyższych stanów, które zanotowano w tym okresie (321 -330 cm i 331-340 cm) (ryc. 44). W czasie dużych wezbrań dobowe wartości transportu ładunku rumowiska były bardzo duże. Jednak te ekstremalne zdarzenia pojawiały się zbyt rzadko, aby mieć znaczący udział w skali wieloletniej (odpowiednio: 3,6% i 0,8% całego transportowanego ładunku) (Młynarczyk, Słowik, 2005).



Ryc. 44. Procentowy udział wielkości transportu ładunku rumowiska w poszczególnych przedziałach stanów wody w latach 1971-1991 (Młynarczyk, Słowik, 2005)

Jak wspomniano na początku rozdziału, podjęto również próbę obliczenia wielkości transportu rumowiska za pomocą trzech wybranych modeli (Meyera-Petera i Müllera (1948), Einsteina-Browna (1950); Kalinske-Frijlinkav, 1952, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995 i Karvonen, 2003)). Do obliczeń wybrano przekrój nr 3 z serii pomiarowej przeprowadzonej we wrześniu 2002 roku. Celem przeprowadzenia obliczeń za pomocą różnych formuł było stwierdzenie ich przydatności i pokazanie wielkości różnic w wy-

nikach. Sposób przeprowadzanych obliczeń w ramach każdej z formuł przedstawiono w rozdziale 5.

Formuła Meyera-Petera i Müllera została opracowana na podstawie badań przeprowadzonych w kanale doświadczalnym. Do eksperymentów używano piasku i żwiru, a także granulowanego węgla i barytu. Formuła ta była stosowana głównie do obliczania transportu rumowiska w rzekach górskich. Wada tej formuły to zastępowanie parametru średnicy ziarna jej 90 percentylem. Ponadto zdarzało się, że była ona nieprzydatna dla rzek o małym natężeniu transportu rumowiska w dłuższym okresie. Sprawdzała się natomiast w ciekach, w których materiał korytowy był stosunkowo jednorodny pod względem granulometrycznym (Bogardi, 1974).

Model Einsteina-Browna oparty jest na założeniach teorii prawdopodobieństwa. Przyjęto w nim, że prawdopodobieństwo ruchu pojedynczego ziarna w jednostce czasu jest związane z natężeniem transportu rumowiska, średnicą i ciężarem właściwym osadu oraz stosunkiem między prędkością opadania ziarna a średnicą ziarna (parametr K przedstawiony w dalszej części rozdziału). Formuła jest oparta na wynikach badań eksperymentalnych z wykorzystaniem zarówno materiału jednorodnego (żwir, węgiel granulowany, baryt), jak i różnorodnego, o średnicy ziarna od 0,0350 mm do 0,37 mm (Einstein, 1942, w: Bogardi, 1974). Wyniki obliczeń dla mniejszych cieków były zbliżone do „krzywej wzorcowej" skonstruowanej na podstawie pomiarów eksperymentalnych. Natomiast znaczne różnice wystąpiły w obliczeniach ładunku dla dużych rzek (Danube, Tisza, Sajo i Hernad) (Bogardi, 1974).

Model Kalinske-Frijlinka jest oparty na krzywej związku między współczynnikiem $2{,}5\frac{\tau_c}{\tau_0}$ a parametrem wielkości transportu $\varphi_k = \frac{q_b}{U\gamma_1 d}$ (τ_c - krytyczne naprężenie ścinające, τ_0 - naprężenie ścinające przy dnie koryta, q_b - masa transportowanego osadu w jednostce szerokości koryta, U* - prędkość dynamiczna, γ_1 - ciężar właściwy osadu, d - średnica ziarna). Związek określono na podstawie wyników pomiarów eksperymentalnych innych autorów (Liu, 1958; Einstein, 1937; Casey, 1935; Meyer-Peter, 1934 - wszystkie wymienione prace w: Bogardi, 1974). Ponadto, formuła ta opiera się na założeniu, że ruch osadu w korycie rzecznym nie odbywa się ze stałym natężeniem, ale podlega fluktuacjom. Zmienia się zatem w czasie i zależny jest od zmian w turbulentnym przepływie.

Wykorzystując powyższe modele, uzyskano następujące wielkości transportu rumowiska wleczonego:

Model Meyera-Petera i Müllera (1948, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995; Karvonen, 2003):

$$q_{s,b} = 8(\theta' - \theta_c)^{1,5} d\sqrt{(s-1)gd} \ [m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}].$$

Tabela 9. Wielkość transportu rumowiska wleczonego obliczona za pomocą formuły Meyera-Petera i Müllera (1948) dla profilu nr 3 (8. seria pomiarowa: 5 września 2002 r.)

Pion hydrometryczny	2	4	6	8	10	12
Wielkość transportu [$m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$]	0	0	0,000326	0	0	0

W tym przypadku w większości pionów hydrometrycznych obliczenie wielkości transportu za pomocą formuły Meyera-Petera i Müllera było niemożliwe. Powodem tego było uzyskanie nierówności $\theta' < \theta_c$ (wartość parametru Shieldsa była niższa od wartości krytycznej tego parametru). Taka sytuacja występuje, gdy d_{50} lub U charakteryzują się niewielkimi wartościami (Karvonen, 2003). Ponadto, jak wspomniano powyżej, formuła ta znajduje zastosowanie przede wszystkim w rzekach górskich lub takich, które cechuje stosunkowo jednorodny pod względem granulometrycznym osad korytowy. Powyżej wykazano, że parametry uziarnienia aluwiów korytowych Obry odznaczają się dużym zróżnicowaniem, co ogranicza zastosowanie tej formuły, ponieważ przyjęta w danych wejściowych średnia prędkość przepływu wody (U) oraz wartość 50 percentyla powinny charakteryzować się dostatecznie wysokimi wartościami.

Formuła Einsteina-Browna (1950, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995; Karvonen, 2003):

$$q_{s,b} = 40K(\theta')^3 d\sqrt{(s-1)gd} \ [m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}]$$

$$K = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{(s-1)gd_{50}^3}} - \sqrt{\frac{36v^2}{(s-1)\ gd_{50}^3}}.$$

Tabela 10. Wielkość transportu rumowiska wleczonego obliczona za pomocą formuły Einsteina-Browna (1950) dla profilu nr 3 (8. seria pomiarowa: 5 września 2002 r.)

Pion hydrometryczny	2	4	6	8	10	12
Wielkość transportu [$m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$]	0,017093	0,000981	0,000083	0,000098	0,000194	0,000021

Formuła Kalinske-Frijlinka (1952, w: Przedwojski, Błażejewski, Pilarczyk, 1995; Karvonen, 2003):

$$q_{s,b} = 2d_{50}\sqrt{\frac{\tau_b}{\rho}} \exp\left(\frac{-0{,}27(s-1)\,d_{50}\,\rho g}{\tau_b'}\right) [m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}].$$

Tabela 11. Wielkość transportu rumowiska wleczonego obliczona za pomocą formuły Kalinske-Frijlinka (1952) dla profilu nr 3 (8. seria pomiarowa: 5 września 2002 r.)

Pion hydrometryczny	2	4	6	8	10	12
Wielkość transportu [$m^3 \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$]	0,00144	$1{,}4423\ 10^{-10}$	0,003357	$1{,}2434\ 10^{-7}$	$2{,}6063\ 10^{-10}$	$1{,}0321\ 10^{-7}$

Obliczone wielkości transportu ładunku materiału wleczonego za pomocą modeli: Meyera-Petera i Müllera, Einsteina-Browna i Kalinske-Frijlinka w istotny sposób się różnią. Za pomocą pierwszej z wymienionych formuł obliczenia dla większości badanych pionów hydrometrycznych nie były możliwe. Natomiast różnice dla dwóch pozostałych formuł mogą wynikać z zastosowanych w nich założeń. Jednym z nich może być umieszczenie w danych wejściowych takich zmiennych, jak d_{50} (50 percentyl), U (średnia prędkość w pionie hydrometrycznym) oraz h (średnia głębokość przekroju poprzecznego koryta). Jednakże wprowadzenie do obliczeń wartości średnich (U, h), a więc bardziej „uogólnionych", może wpływać na wystąpienie błędów w obliczeniach. Ponadto, wadą modelu Kalinske-Frijlinka jest fakt, że stosunek liczbowy $\frac{\tau_c}{\tau_0}$ może być określony jedynie na drodze eksperymentu (Bogardi, 1974). Z tego powodu trudne jest zastosowanie tej formuły do obliczenia wielkości transportu rumowiska w naturalnych ciekach. Powyższych uproszczeń uniknięto w modelu potencjalnego transportu materiału piaszczystego (Młynarczyk, 1996). W danych wejściowych w tym modelu zawarte były między innymi głębokości pionów hydrometrycznych, w których dokonywano pomiarów, a także wartości prędkości wody przy dnie w każdym z nich. Ponadto, zamiast pojedynczego parametru (d_{50}) materiał korytowy charakteryzował całkowity rozkład jego uziarnienia, a także wskaźniki statystyczne (średnia średnica ziarna, odchylenie standardowe, kurtoza i skośność). Zatem, parametr d_{50} również mógł wpłynąć na powstanie błędów w obliczeniach i pojawienie się różnic w uzyskanych wielkościach transportu. Kleinhans i van Rijn (2002) stwierdzają większą dokładność wyników otrzymanych z zastosowaniem w zmodyfikowanej postaci formuły Meyera-Petera i Müllera, która uwzględnia wielkości transportu poszczególnych frakcji. Wspomnieć należy także o wykładnikach potęgowych stosowanych w formułach Meyera-Petera i Müllera oraz Einsteina-Browna. Ich wartość, wynosząca 1,5, w pierwszej z wymienionych formuł oraz 3 w drugiej, bardzo istotnie wpływa na końcową wielkość transportu rumowiska. Zróżnicowanie wartości wykładników, wynikające zapewne z różnic w przyjętych kryteriach badań, może w znaczący sposób wpływać na rozbieżności występujące w obliczonych ładunkach.

9.4. Transport materiału zawieszonego w korycie Obry

W rozdziale tym przedstawiono zmiany wielkości transportu materiału zawieszonego w różnych warunkach hydrologicznych w korycie Obry. Analizą objęto następujące zagadnienia:

1. Określenie zmian wielkości średniej koncentracji zawiesiny w badanych przekrojach poprzecznych. Uzyskane w czasie pomiarów dane przedstawiają zmiany zmącenia w korycie Obry, zależne od warunków, w jakich odbywa się przepływ wody oraz od zmian stanów wody.

2. Charakterystyka zależności między średnią koncentracją zawiesiny a objętością przepływu. Szczególną uwagę zwrócono na efekt histerezy, jaki wystąpił w czasie wezbrania w marcu 2002 roku. Stworzyło to możliwość podjęcia próby wstępnego określenia źródeł dostawy materiału do koryta rzecznego.

3. Analiza zmienności wskaźników uziarnienia osadu powodziowego zdeponowanego na równinie zalewowej. Podczas wezbrania materiał ten był transportowany głównie w zawiesinie. Objaśniony został mechanizm procesów wpływających na pionową agradację osadów na równinie zalewowej.

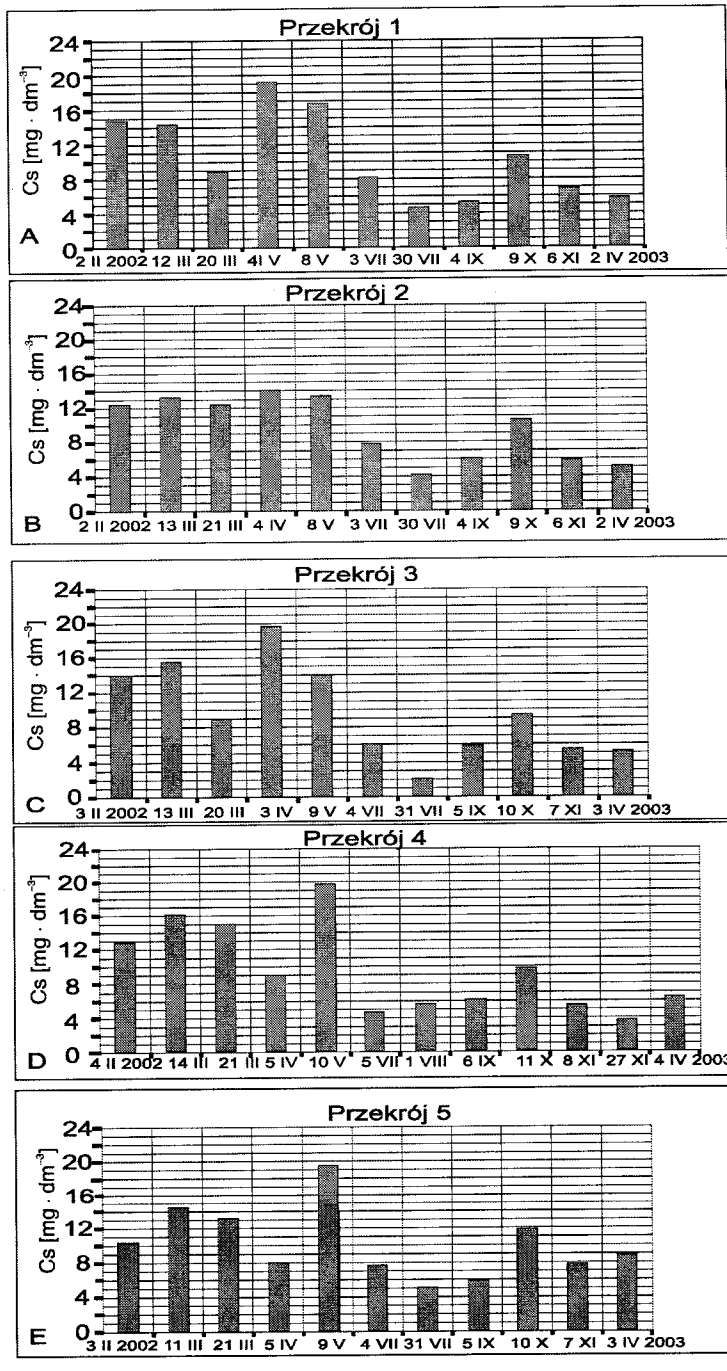
4. Obliczenie ładunków transportu zawiesiny dla lat hydrologicznych 1971–1991. Dane te pozwoliły na porównanie wielkości transportu oraz zawiesiny w miesiącach półrocza letniego i zimowego w latach suchych i wilgotnych. Porównanie to stanowi wskaźnik denudacji mechanicznej w obrębie badanego odcinka doliny Obry.

Powyższych analiz dokonano na podstawie danych z 12 serii pomiarowych, przeprowadzonych w pięciu przekrojach poprzecznych koryta Obry od 2 II 2002 do 4 IV 2003 roku.

Zmiany średniej koncentracji zawiesiny i ich związek z objętością przepływu

Kształt zależności między średnią koncentracją zawiesiny a objętością przepływu stanowi odzwierciedlenie procesów erozji i transportu, zachodzących w zlewni. Szczególnie istotnych informacji związek ten dostarcza dla okresów, w których występują wezbrania. Ma on kształt pętli. Histereza tej zależności związana jest z dostawą lub/i wyczerpywaniem się materiału dostępnego do transportu w korycie rzecznym (Froehlich, 1982).

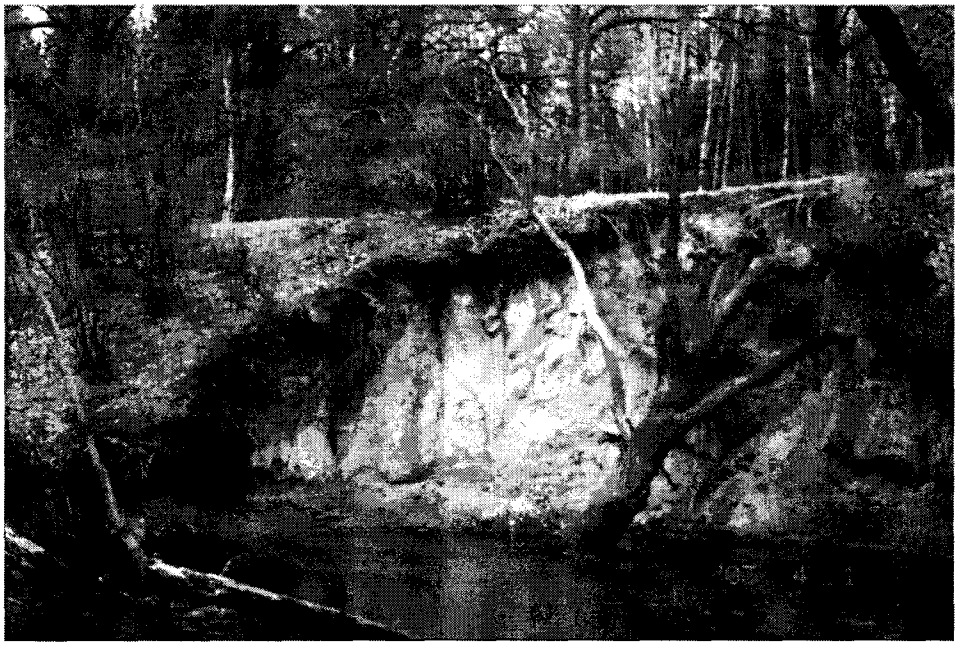
W pierwszym, drugim i trzecim przekroju pomiarowym podczas wezbrania stwierdzono stopniowy spadek średniej koncentracji zawiesiny (tab. 12,


Przekrój 1
Cs [mg · dm⁻³]
A
2 II 2002 12 III 20 III 4 V 8 V 3 VII 30 VII 4 IX 9 X 6 XI 2 IV 2003
Przekrój 2
B
2 II 2002 13 III 21 III 4 IV 8 V 3 VII 30 VII 4 IX 9 X 6 XI 2 IV 2003
Przekrój 3
C
3 II 2002 13 III 20 III 3 IV 9 V 4 VII 31 VII 5 IX 10 X 7 XI 3 IV 2003
Przekrój 4
D
4 II 2002 14 III 21 III 5 IV 10 V 5 VII 1 VIII 6 IX 11 X 8 XI 27 XI 4 IV 2003
Przekrój 5
E
3 II 2002 11 III 21 III 5 IV 9 V 4 VII 31 VII 5 IX 10 X 7 XI 3 IV 2003

Ryc. 45. Zmienność koncentracji materiału zawieszonego (Cs) w przekrojach poprzecznych koryta Obry

13 i 14; ryc. 45A, B i C). Jednak w początkowej fazie obniżania się stanu wody (kwiecień 2002) koncentracja materiału zawieszonego wzrosła. Największą wartość osiągnęła w przekroju nr 3 (19,65 $mg \cdot dm^{-3}$; tab. 14, ryc. 45A, B i C oraz ryc. 46A, B i C).

W tym samym czasie zaobserwowano wzrost objętości przepływu, który wynosił 10,01 $m^3 \cdot s^{-1}$. Taki wzrost koncentracji zawiesiny mógł być związany z dostawą materiału ze środowiska stokowego. Przemawia za tym usy-



Fot. 5. Brzeg wklęsły w sąsiedztwie przekroju nr 1, ulegający intensywnemu podcinaniu

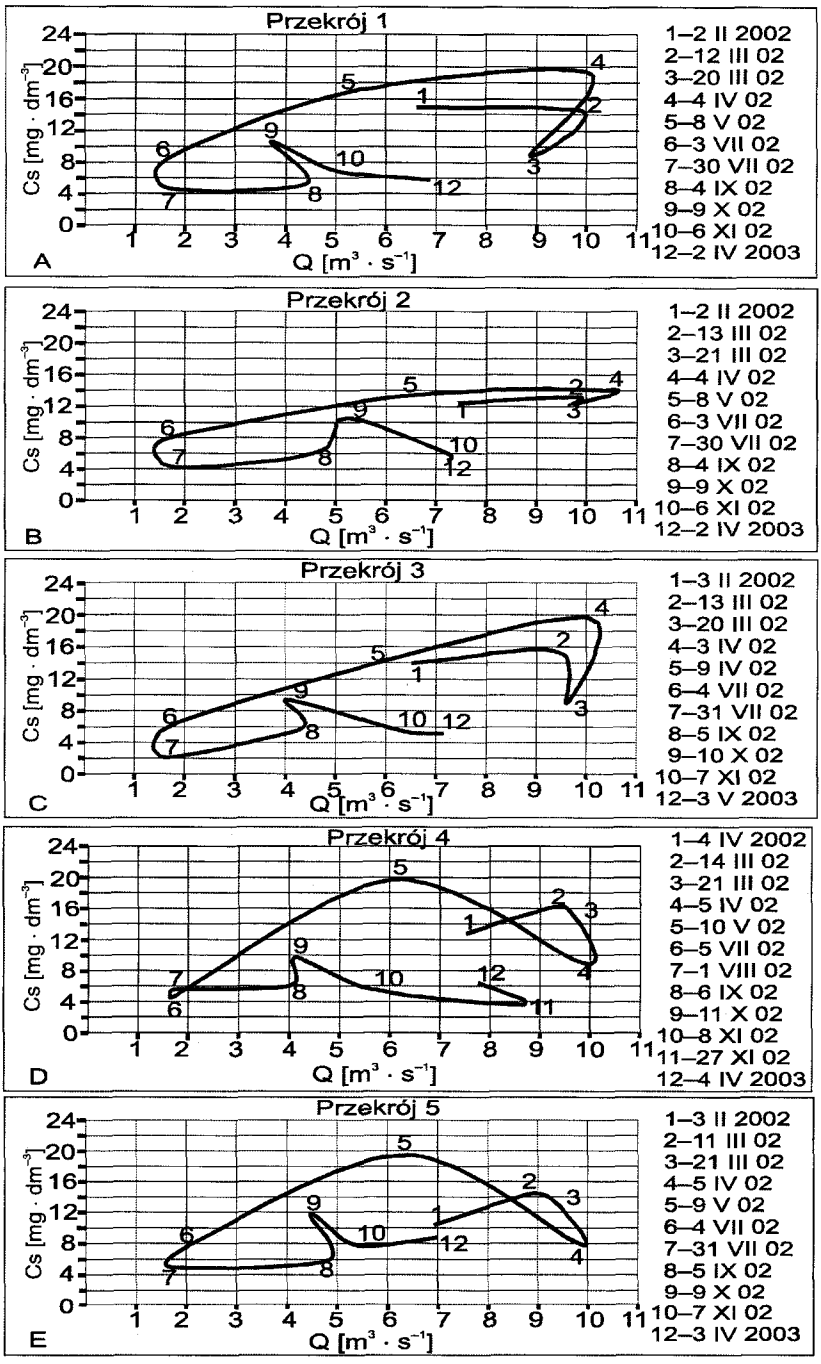
tuowanie przekroju nr 1 w pobliżu fragmentu brzegu wklęsłego, kształtowanego przez intensywną erozję boczną. W tym miejscu widoczne są ślady osunięć znacznej ilości materiału (fot. 5). Jest to miejsce, w którym dostawa materiału zawieszonego ze środowiska stokowego do środowiska korytowego była szczególnie ułatwiona. W przypadku przekroju pomiarowego nr 3 źródło dostawy materiału do koryta mógł stanowić wysoki brzeg wklęsły z widocznymi śladami osunięć w sąsiedztwie opisywanego przekroju (fot. 6).

Z badań Froehlicha (1975) wynika, że podczas wezbrań maksimum zmącenia wyprzedza najczęściej kulminację przepływu. Zdarza się jednak, że występuje ono równocześnie z maksymalnym przepływem. Wskazuje to na

Fot. 6. Ślady osunięć osadów na wysokim brzegu wklęsłym w sąsiedztwie przekroju nr 3

złożony mechanizm dostawy drobnego materiału do transportu (Froehlich, 1975). Może być również związane ze zróżnicowaniem natężenia opadów w różnych częściach zlewni i opóźnionymi procesami grawitacyjnymi (Froehlich, 1982). Autor ten uzależnia zróżnicowanie natężenia transportu zawiesiny od gwałtowności wzrostu przepływu, która uwarunkowana jest natężeniem deszczu lub szybkością ablacji pokrywy śnieżnej (Froehlich, 1975). We wszystkich opisywanych przekrojach pomiarowych największe ładunki zawiesiny odnoszą się do okresu wezbrania (marzec i kwiecień 2002) (tab. 12–16).

Inny kierunek zmian zmącenia podczas wezbrania zanotowano w przekrojach nr 4 i nr 5 (ryc. 45D, E oraz ryc. 46D, E). Początkowo koncentracja zawiesiny wzrosła do 16,15 mg · dm^{-3} (przekrój nr 4, 14 III 02 – wzrost przepływu; ryc. 45D), a podczas pomiaru na początku kwietnia znacząco spadła (tab. 15; ryc. 45D). Jak wspomniano, w czasie tej serii pomiarowej zanotowano największe wartości przepływu. W dwóch omawianych przekrojach wystąpił efekt histerezy w postaci pętli normalnej (ryc. 46D, E). Można zatem przypuszczać, że transportowany materiał był autochtoniczny, tzn. pochodził z dna koryta oraz jego najbliższego otoczenia (Krzemień, Święchowicz, 1992, w: Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). W badaniach zlewni rzecz-



Ryc. 46. Zależność między przepływem (Q) a koncentracją zawiesiny (Cs) w przekrojach poprzecznych koryta Obry

Tabela 12. Zmiany średniej koncentracji i natężenia transportu zawiesiny w przekroju nr 1

PRZEKRÓJ NR 1				
Data serii pomiarowej	Q [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Cs [$mg \cdot dm^{-3}$]	S_s [$g \cdot s^{-1}$]	H [cm]
2 II 2002 r.	6,59	14,85	97,8615	231
12 III	9,91	14,4	142,704	281
20 III	8,87	8,96	79,4752	291
4 IV	10,01	19,28	192,9928	278
8 V	5,18	16,7	86,506	240
3 VII	1,58	8,17	12,9086	154
30 VII	1,7	4,67	7,939	155
4 IX	4,4	5,29	23,276	215
9 X	3,7	10,6	39,22	209
6 XI	5,05	6,89	34,7945	244
2 IV 2003 r.	6,89	5,75	39,6175	255

Q – objętość przepływu, Cs – średnia koncentracja zawiesiny, S_s – natężenie transportu zawiesiny, H – stan wody

Tabela 13. Zmiany średniej koncentracji i natężenia transportu zawiesiny w przekroju nr 2

PRZEKRÓJ NR 2				
Data serii pomiarowej	Q [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Cs [$mg \cdot dm^{-3}$]	S_s [$g \cdot s^{-1}$]	H [cm]
2 II 2002 r.	7,43	12,46	92,5778	231
13 III	9,89	13,3	131,537	283
21 III	9,7	12,39	120,183	292
4 IV	10,53	14,07	148,1571	278
8 V	6,43	13,39	86,0977	240
3 VII	1,58	7,76	12,2608	154
30 VII	1,74	4,26	7,4124	155
4 IX	4,6	6,1	28,06	215
9 X	5,22	10,53	54,9666	209
6 XI	7,27	5,86	42,6022	244
2 IV 2003 r.	7,22	5,12	36,9664	255

Objaśnienia jak do tab. 12

nych obszaru młodoglacjalnego wskazano na związek tego rodzaju dostawy osadów ze spływami powierzchniowymi i śródpokrywowymi (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). Wysokie wartości średniej koncentracji zawiesiny w analizowanych przekrojach poprzecznych stwierdzono w maju 2002 r. (od 13,39 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju nr 2 do 19 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju nr 4;

Tabela 14. Zmiany średniej koncentracji i natężenia transportu zawiesiny w przekroju nr 3

PRZEKRÓJ NR 3				
Data serii pomiarowej	Q [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Cs [$mg \cdot dm^{-3}$]	S_s [$g \cdot s^{-1}$]	H [cm]
3 II 2002 r.	6,49	13,95	90,5355	232
13 III	9,41	15,52	146,0432	283
20 III	9,61	8,94	85,9134	291
3 IV	10,07	19,59	197,2713	279
9 V	5,77	13,92	80,3184	239
4 VII	1,69	6,07	10,2583	154
31 VII	1,57	2,1	3,297	155
5 IX	4,31	5,8	24,998	214
10 X	4,04	9,39	37,9356	208
7 XI	6,34	5,44	34,4896	243
3 IV 2003 r.	7,15	5,18	37,037	256

Objaśnienia jak do tab. 12

Tabela 15. Zmiany średniej koncentracji i natężenia transportu zawiesiny w przekroju nr 4

PRZEKRÓJ NR 4				
Data serii pomiarowej	Q [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Cs [$mg \cdot dm^{-3}$]	S_s [$g \cdot s^{-1}$]	H [cm]
4 II 2002 r.	7,53	12,85	96,7605	232
14 III	9,32	16,15	150,518	284
21 III	9,71	15,01	145,7471	292
5 IV	9,88	8,98	88,7224	277
10 V	6,08	19,65	119,472	239
5 VII	1,69	4,62	7,8078	154
1 VIII	1,71	5,56	9,5076	154
6 IX	4,02	6,08	24,4416	214
11 X	4,15	9,72	40,338	208
8 XI	5,74	5,46	31,3404	244
27 XI	8,67	3,74	32,4258	278
4 IV 2003 r.	7,76	6,4	49,664	256

Objaśnienia jak do tab. 12

ryc. 46, tab. 13 i 15). Objętość przepływu wynosiła w tym czasie około 6 $m^3 \cdot s^{-1}$. Na podstawie przeprowadzonych badań trudno jest wyjaśnić przyczynę takiego wzrostu. Był to przypuszczalnie rezultat zanieczyszczeń z obszarów rolniczych i Międzyrzecza.

Tabela 16. Zmiany średniej koncentracji i natężenia transportu zawiesiny w przekroju nr 5

PRZEKRÓJ NR 5				
Data serii pomiarowej	Q [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Cs [$mg \cdot dm^{-3}$]	S_s [$g \cdot s^{-1}$]	H [cm]
3 II 2002 r.	6,92	10,36	71,6912	232
11 III	8,87	14,45	128,1715	281
21 III	9,36	13,12	122,8032	292
5 IV	9,81	8,03	78,7743	277
9 V	6,31	19,47	122,8557	239
4 VII	2,02	7,66	15,4732	154
31 VII	1,66	5,08	8,4328	155
5 IX	4,78	5,85	27,963	214
10 X	4,47	11,79	52,7013	208
7 XI	5,4	7,76	41,904	243
3 IV 2003 r.	6,98	8,74	61,0052	256

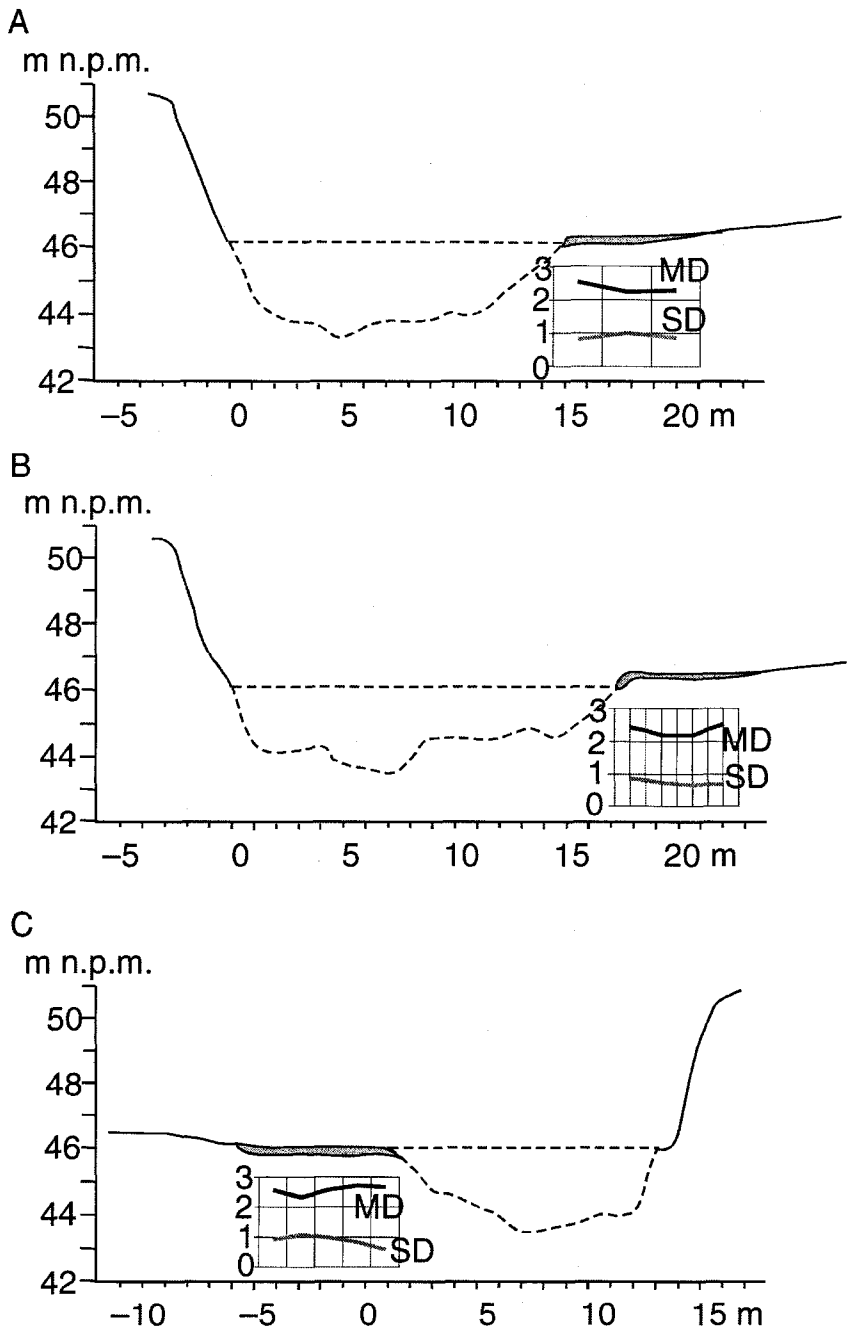
Objaśnienia jak do tab. 12

Najniższe koncentracje zawiesiny odnotowano w miesiącach letnich. Wynosiły one od 2,1 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju nr 3 (ryc. 45C) do 8,17 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju nr 1 (ryc. 45A). Towarzyszyły im niskie przepływy (poniżej 2 $m^3 \cdot s^{-1}$). Okres ten był poprzedzony niewielkimi opadami w maju (34,2 mm), czerwcu (27,7 mm), a także lipcu, co wpłynęło na obniżenie możliwości transportowych rzeki (tab. 12–16). Natężenie transportu zawiesiny było w tym czasie małe.

Podczas pomiarów we wrześniu i październiku (objętość przepływu przekraczała 4 $m^3 \cdot s^{-1}$) stwierdzono wzrost koncentracji zawiesiny do ponad 10 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju nr 1 (9 X 2002; tab. 12, ryc. 45A). Z kolei w listopadzie 2002 r., przy coraz wyższych przepływach (przekrój nr 4; 27 XI 2002 – ponad 8 $m^3 \cdot s^{-1}$), i kwietniu 2003 r. (ponad 7 $m^3 \cdot s^{-1}$) wartości zmącenia były coraz niższe. Wynosiły one od 3,74 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju czwartym (tab. 15) do 8,74 $mg \cdot dm^{-3}$ w przekroju piątym (tab. 15).

Zmienność wskaźników uziarnienia osadu powodziowego zdeponowanego w trakcie wezbrania

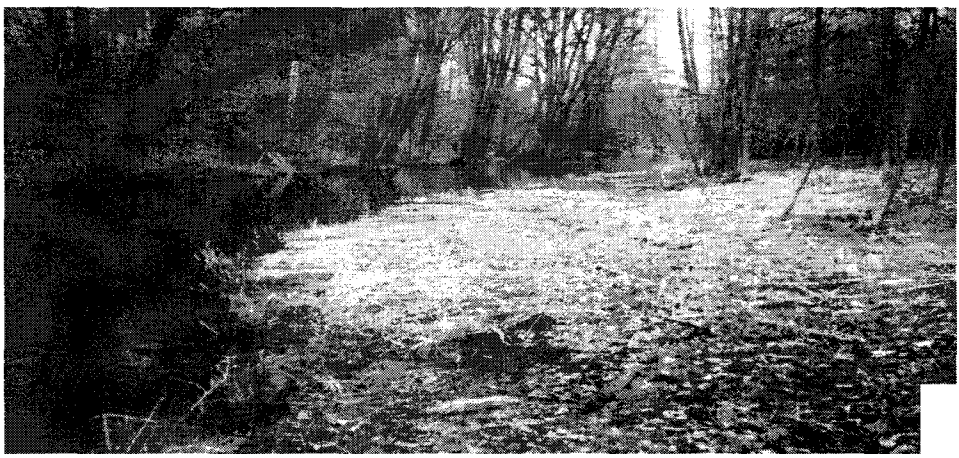
Podczas wezbrania na zalanym fragmencie równiny zalewowej doszło do akumulacji 3-centymetrowej warstwy osadu (ryc. 47). Można przypuszczać, że materiał ten podlegał głównie transportowi w zawiesinie.



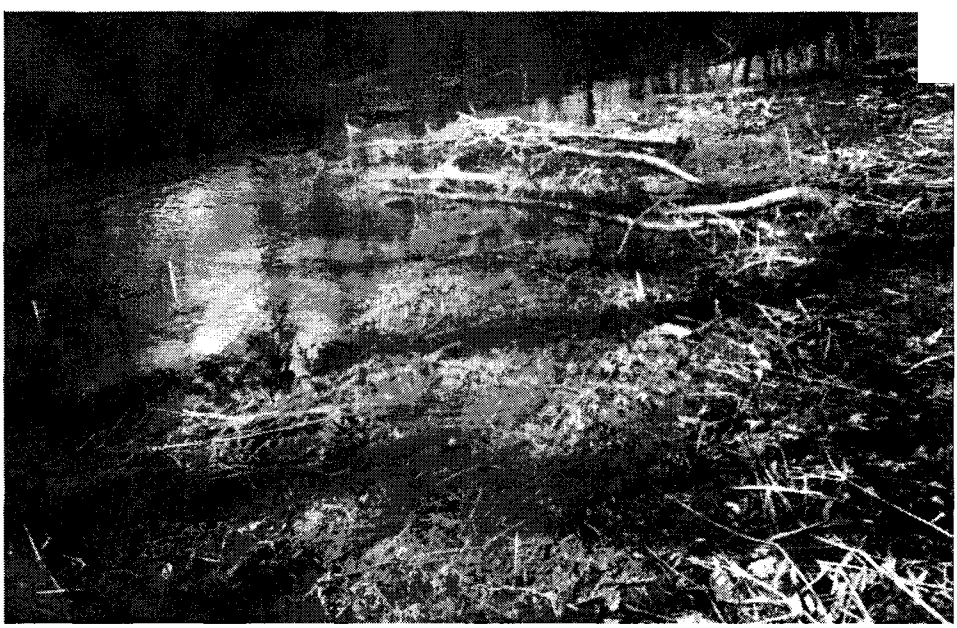
Ryc. 47. Zmienność wskaźników uziarnienia osadu powodziowego zdeponowanego na równinie zalewowej podczas wezbrania

A – przekrój nr 1 (8 V 2002), B – przekrój nr 2 (8 V 2002), C – przekrój nr 3 (9 V 2002)

A



B



Fot. 7. Fragment strefy brzegowej koryta w pobliżu profilu nr 1 (A) z osadem zakumulowanym podczas wezbrania (B) w marcu 2002 r.

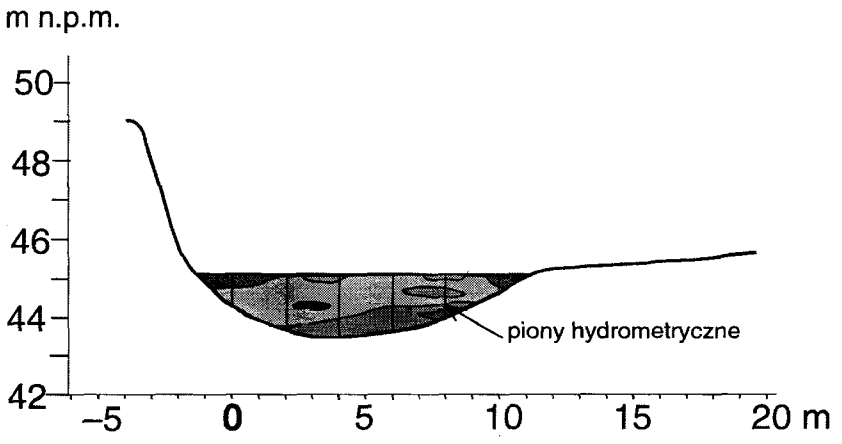
Wskazywały na to niskie prędkości przepływu, zmierzone na zalanym fragmencie dna doliny, które na każdym z przekrojów pomiarowych przekraczały nieznacznie 0,1 $m \cdot s^{-1}$. Po ustąpieniu wód wezbraniowych, na przekrojach nr 1, 2 i 3, dokonano poboru prób świeżo zdeponowanego osadu,

ponieważ tutaj zajmował największą powierzchnię. Na fotografii 7 przedstawiono fragment strefy brzegowej koryta, pokrytej osadem powodziowym. Na pierwszym przekroju pomiarowym osad powodziowy charakteryzował się średnią średnicą ziarna (MD) w przedziale od 2,3 phi do 2,5 phi (ryc. 47A). Wraz ze wzrostem odległości od koryta akumulowany był nieco grubszy materiał (ryc. 47A) przy jednoczesnym spadku stopnia wysortowania (SD = 0,8–1,1). Natomiast w przekroju nr 2 występowało większe zróżnicowanie. Wskaźnik MD wynosił 2,2 phi w odległości 2 m od koryta i wzrastał do 2,7 phi w odległości 5 m od koryta Obry (ryc. 47B). W tym przekroju osadzony materiał drobniał wraz ze wzrostem odległości od koryta rzecznego. Stopień wysortowania osadów nie zmieniał się w istotny sposób i wynosił od 0,7 do 0,9.

W przypadku trzeciego przekroju pomiarowego średnia średnica ziarna wahała się od 2,3 phi do 2,75 phi (ryc. 47C). Najdrobniejszy osad został zdeponowany bezpośrednio przy korycie rzecznym, a nieco grubszy w odległości 4 m od niego. Podobnie jak w przekroju nr 1, materiał o niższym wskaźniku MD charakteryzowało słabsze wysortowanie (SD = 0,6–1,2). Odchylenie standardowe przyjmowało niższą wartość przy samym korycie i wzrastało wraz z oddalaniem się od niego.

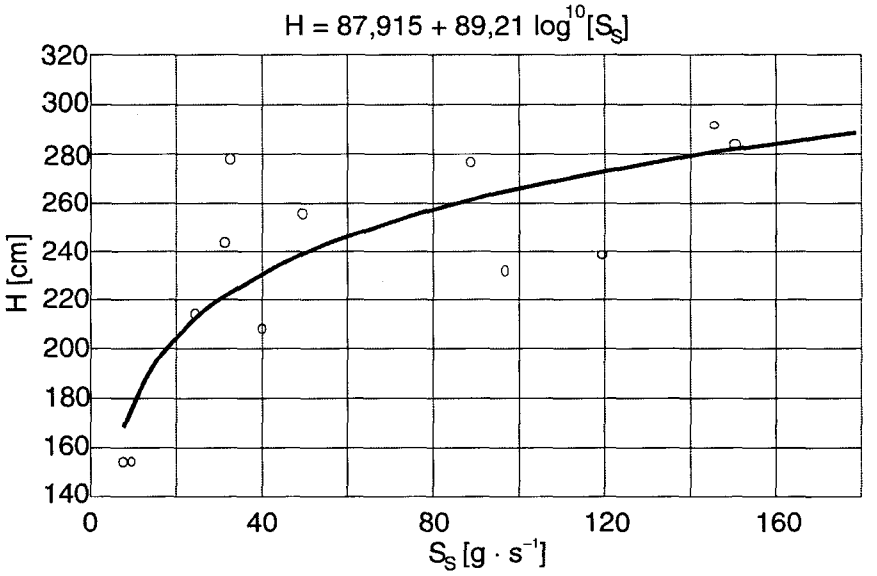
Transport materiału zawieszonego w latach 1971–1991

Dla tego okresu wielkość transportu zawiesiny obliczono w następujący sposób. Dla każdej z serii pomiarowych, z uwzględnieniem koncentracji w poszczególnych pionach hydrometrycznych, obliczono średnie koncentracje zawiesiny w badanych przekrojach poprzecznych (ryc. 48).



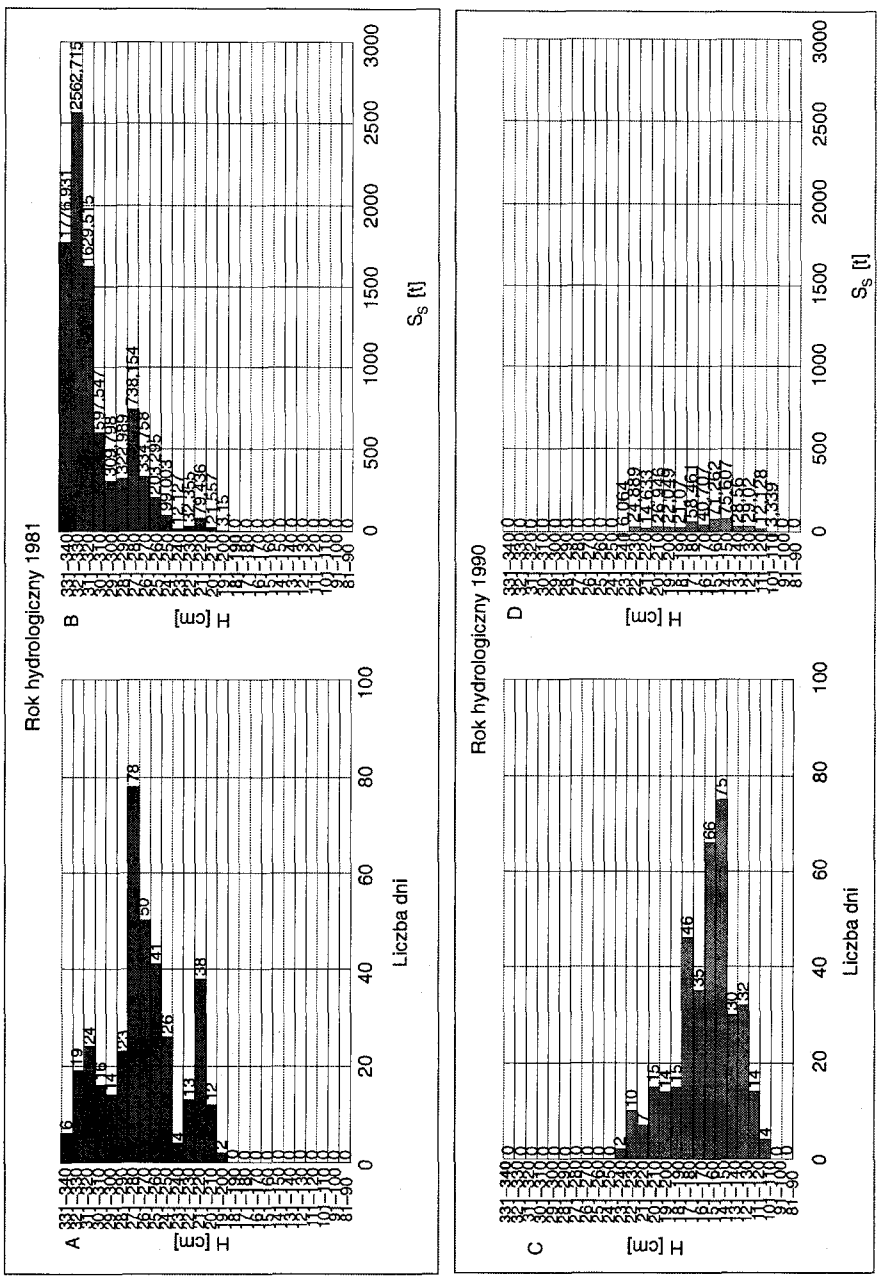
Ryc. 48. Rozkład koncentracji zawiesiny w przekroju pomiarowym

Mając do dyspozycji wartości średnich koncentracji zawiesiny oraz objętości przepływu, obliczono natężenie transportu materiału zawieszonego ($g \cdot s^{-1}$). Na tej podstawie wyznaczono zależność między natężeniem transportu zawiesiny a stanem wody (ryc. 49). Kształt tej zależności obliczono dla przekroju nr 4. Przyczynami takiego wyboru były największa liczba danych pomiarowych (12 serii) oraz symetryczny kształt przekroju. Następnie obliczono także wielkość transportu zawiesiny dla lat 1971-1991, szczególną uwagę poświęcając wybranym latom wilgotnym (1981) i suchym (1990) (ryc. 50A-D).



Ryc. 49. *Zależność między natężeniem transportu zawiesiny (S_s) a stanem wody (H)*

W roku wilgotnym (1981) wielkość transportu zawiesiny wyniosła 8723,419 t. Istotne znaczenie miał tutaj długi okres występowania wysokich stanów wody. W przedziale od 271 do 280 cm utrzymywały się one łącznie przez 78 dni (ryc. 50A). W tym czasie transport zawiesiny wyniósł ponad 700 t (ryc. 50B). Największy wpływ na wielkości ładunku zawiesiny miały jednak stany wezbraniowe, które mimo niższej frekwencji występowania charakteryzowały się wysokimi wartościami natężenia transportu. Stany wody na poziomie 311-320 cm i 321-330 cm łącznie utrzymywały się przez 43 dni (ryc. 50A). Wielkość odpływu zawiesiny wyniosła w tym czasie powyżej 3600 t (ryc. 50B). Na wielkość transportu wpłynęły nie tylko warunki



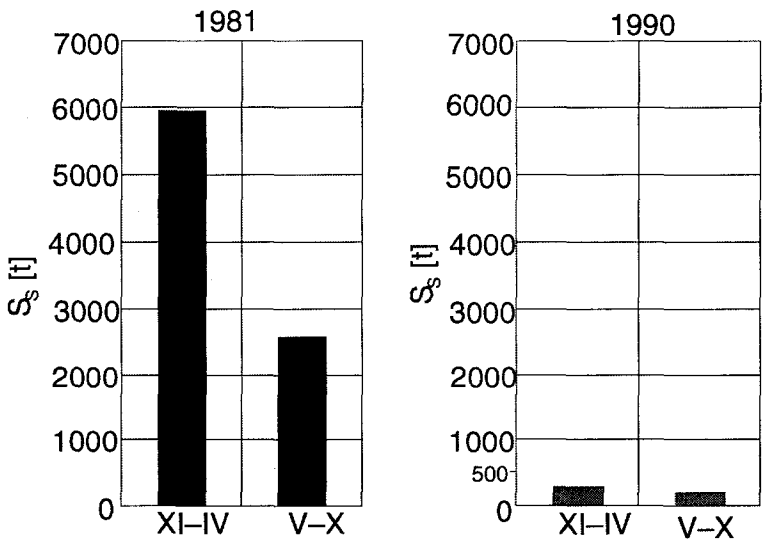
Ryc. 50. Częstość występowania stanów wody (H) oraz ładunek materiału zawieszonego (S_s) w roku hydrologicznym wilgotnym (1881; A, B) i suchym (1990; C, D)

hydrodynamiczne w korycie, ale również dostawa sedymentu do koryta, uwarunkowana rozkładem i intensywnością opadów, wilgotnością gruntu i stopniem rozwoju szaty roślinnej (por.: Froehlich, 1982; Kostrzewski, Mazurek, 1995). Szczególnie sprzyjające warunki występowały podczas wezbrań w wilgotnym roku 1981 (marzec i sierpień).

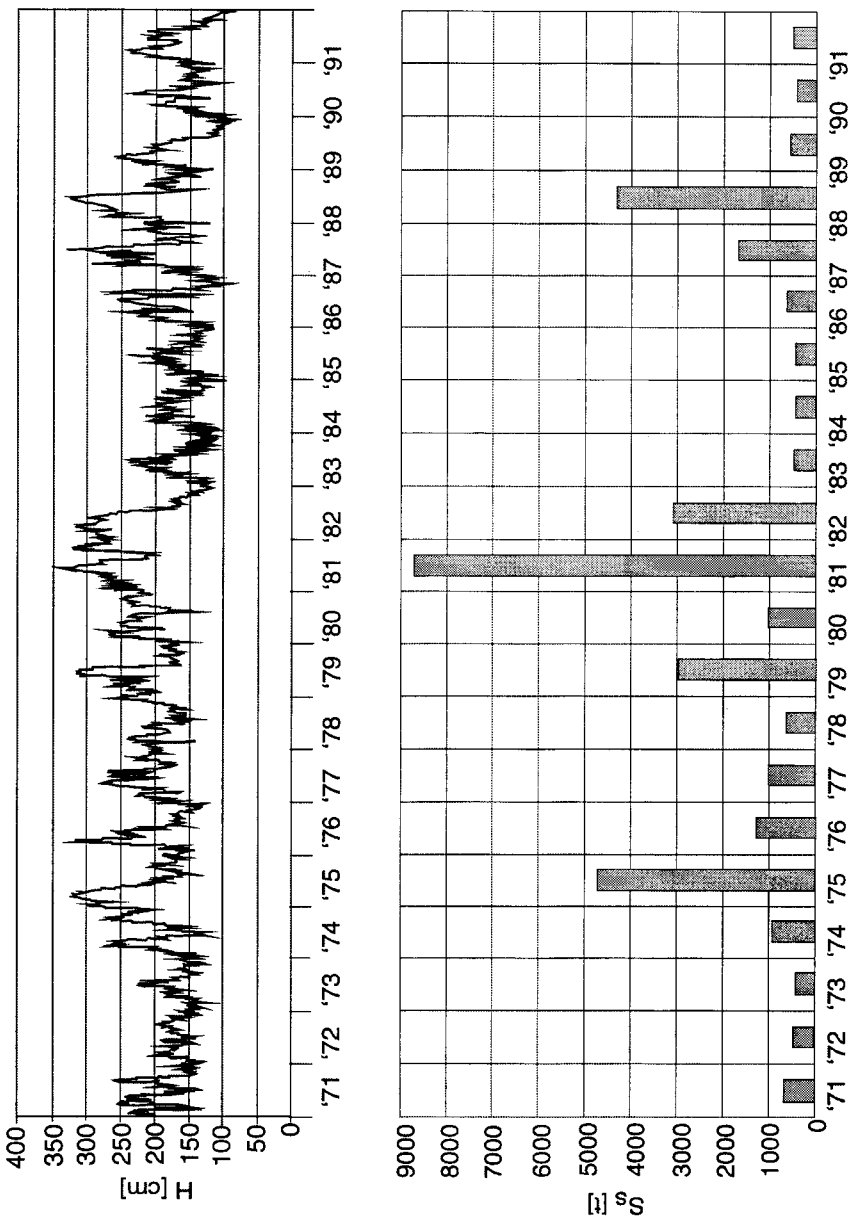
Odpływ zawiesiny w roku suchym (1990) wyniósł zaledwie 442,748 t. Zadecydowały o tym warunki przepływu wody. Maksymalne zanotowane w tym roku stany wody sięgnęły zaledwie 240 cm (ryc. 50C, D).

Dla roku suchego i wilgotnego dokonano porównania wielkości transportu zawiesiny w miesiącach półrocza letniego i zimowego (ryc. 51). Zaznacza się tu przewaga odpływu zawiesiny od listopada do kwietnia. Wynika to ze wzmożonych procesów spływu powierzchniowego, braku wegetacji oraz opadów deszczu w okresie zimowym (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). W przypadku roku suchego przewaga wielkości transportu zawiesiny w półroczu zimowym jest bardzo niewielka (ryc. 51). W opisywanym roku hydrologicznym (1990), charakteryzującym się wyjątkowo niskimi stanami wody (również od listopada do kwietnia), aktywność procesów wpływających na dostawę zawiesiny do koryta kształtowała się na niskim poziomie.

Na rycinie 52 przedstawiono zmiany wielkości transportu zawiesiny w okresie 1971–1991. Największe ładunki materiału zawieszonego zostały odprowadzone w latach 1975, 1981 i 1988, a najniższe w latach 1972 i 1973,



Ryc. 51. Wielkość transportu zawiesiny w miesiącach półrocza zimowego (XI–IV) i letniego (V–X) w roku wilgotnym (1981) i suchym (1990)



Ryc. 52. Transport zawiesiny S_s [t] w latach hydrologicznych 1971–1991 na tle zmian stanów wody

1983–1985 oraz 1989–1991. Można zauważyć, że różnice w wielkościach odprowadzanego ładunku zawiesiny w latach wilgotnych i suchych są bardzo duże (ryc. 52). Przyczyną występowania tak znacznych różnic mogło być uruchomienie dostawy materiału z obszaru równiny zalewowej oraz ze środowiska stokowego w czasie wezbrań w latach wilgotnych. Należy zaznaczyć, że wezbrania pojawiające się w latach 1975, 1981 i 1988 były znacznie większe od zaobserwowanych w okresie badań (marzec 2002). W czasie ich trwania stany wody znacznie przekraczały 300 cm, podczas gdy w marcu 2002 r. maksymalny zaobserwowany stan wody wyniósł 292 cm. Natomiast w okresach lat suchych, ze względu na długotrwałe stany niskie, transportowana zawiesina pochodziła głównie z koryta rzecznego. Obliczenie wielkości transportu zawiesiny dla lat następnych było niemożliwe ze względu na likwidację wodowskazu Międzyrzecz (1992).

Przedstawione powyżej analizy zmian wielkości transportu ładunku zawiesiny, średniej koncentracji materiału zawieszonego oraz zależności między tą wartością a objętością przepływu pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

1. Analiza związku pomiędzy średnią koncentracją materiału zawieszonego a objętością przepływu umożliwiła wstępne określenie mechanizmu dostawy materiału do koryta rzecznego. W przekrojach nr 1, 2 i 3 zawiesina była dostarczana z bardziej odległych od koryta źródeł dostawy, przede wszystkim ze środowiska stokowego. Ważną rolę mogło tu pełnić odsłonięcie osadów glacjalnych i fluwioglacjalnych w wysokim brzegu wklęsłym w pobliżu przekroju pierwszego (fot. 5). Ślady osunięć materiału stokowego były także widoczne w sąsiedztwie przekroju nr 3. W przekrojach nr 4 i 5 normalne pętle histerezy świadczą o autochtonicznym pochodzeniu transportowanego osadu, głównie z dna koryta oraz ze strefy brzegowej.

2. Depozycja osadu powodziowego na części równiny zalewowej podczas wezbrania świadczy o aktywności procesu pionowego przyrostu równiny zalewowej. Można przypuszczać, że przy silniejszych wezbraniach akumulacja mogła obejmować niemal całe dno doliny. Podczas największych powodzi w dwudziestoleciu 1971–1991 stan wody na wodowskazie Międzyrzecz sięgał 340 cm. Biorąc pod uwagę najwyższy stan wody w okresie objętym pomiarami (292 cm), poziom wody wyższy o około 0,5 m spowodowałby zatopienie większej części równiny zalewowej badanego fragmentu doliny Obry, a jego skutkiem byłby zarówno proces akumulacji, jak i dostawa sedymentu z bardziej odległych źródeł.

3. Zdeponowaną warstewkę osadu powodziowego można przyporządkować w części do litofacji VA (akumulacja najdrobniejszych stwierdzonych osadów o przeciętnej średnicy ziarna MD = 2,5 phi – 2,7 phi), a częściowo do litofacji PBT (MD = 2,2 phi – 2,5 phi z większym udziałem frakcji 0,25–0,5 mm),

związanej ze stanami okołopełnokorytowymi i akumulacją materiału na powierzchni wałów brzegowych.

4. Poznanie współcześnie zachodzących procesów depozycji materiału zawieszonego na powierzchni równiny zalewowej pozwala określić warunki, w jakich deponowane były w przeszłości facje pozakorytowe. Należy jednak pamiętać, że działalność człowieka przejawiająca się w rolniczym użytkowaniu gruntów oraz wprowadzanie zanieczyszczeń antropogenicznych wpłynęły na ilość i rodzaj materiału dostarczanego w obręb dna doliny Obry.

5. Wielkość transportu zawiesiny w roku wilgotnym wyniosła 8723,419 t, a w roku suchym 434,737 t. Czynnikami decydującymi o wartości transportu była częstość występowania wysokich stanów wody. Znaczenie miały także stany wezbraniowe, znacznie przekraczające 300 cm, w czasie których zwiększone były możliwości dostawy zawiesiny do koryta z obszaru równiny zalewowej oraz ze środowiska stokowego. Stwierdzono przewagę odpływu zawiesiny w miesiącach półrocza zimowego, co jest rezultatem silniejszego oddziaływania procesów denudacyjnych w tym okresie.

9.5. Transport materiału rozpuszczonego w korycie Obry

W rozdziale przedstawiono charakter zmian koncentracji wybranych składników materiału rozpuszczonego, jakie wystąpiły w czasie pomiarów hydrologicznych (2 II 2002–4 IV 2004). Do analiz wybrano próbki, dla których określono zawartości jonów: wapnia, sodu, chlorków, potasu i fosforanów. Wymienione jony mogą pochodzić z rozpuszczania podłoża zlewni przez wody opadowe lub gruntowe (komponenty denudacyjne) lub z opadów atmosferycznych i działalności człowieka (komponenty pozadenudacyjne) (Kostrzewski, Zwoliński, 1987).

Wapń stanowi przeważający składnik wód o niskiej mineralizacji (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999). Jest to pierwiastek bardzo charakterystyczny dla badanego fragmentu zlewni rzecznej. Występuje w dużych ilościach w osadach glacjalnych, stanowiących podłoże aluwialnego wypełnienia dna doliny. Glina zwałowa, będąca głównym składnikiem tych utworów, zawiera w sobie od 20 do 25 $mg \cdot g^{-1}$ wapnia (próby pobrano z wierceń oraz z odsłonięcia w wysokim brzegu Obry (fot. 5, podrozdz. 9.4)). Wapń występuje ponadto w osadach aluwialnych (podrozdz. 8.1). W torfach i piaskach drobnoziarnistych jego koncentracje sięgają maksymalnie 22,4 $mg \cdot g^{-1}$. Na jego dostawę wpływają również warunki hydrometeorologiczne, a w zlewniach rolniczych także charakter gleb oraz intensywność wapnowania na

polach uprawnych. Pierwiastek ten może być również dostarczany przez wody gruntowe o długim czasie krążenia, przez oddziaływanie procesów ługowania, związanego ze spływami podpowierzchniowymi (Kostrzewski i in., 1999).

Sód należy do powszechnie spotykanych składników wód mineralnych (podobnie jak niżej opisany potas). Zawartość jonów sodu cechuje duże zróżnicowanie. Jego stężenia w wodach silnie zmineralizowanych dochodzą do kilku tysięcy $mg \cdot dm^{-3}$ (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999). Sód to pierwiastek pochodzący głównie z erozji gleb, a jego obecność jest związana z procesami ługowania. Źródłami tego pierwiastka mogą być także zanieczyszczenia antropogeniczne oraz stosowanie nawozów na terenach rolniczych (Kostrzewski, Zwoliński, 1987). Przy intensywnym stosowaniu nawożenia gleb zanieczyszczenia mineralne z powierzchni mogą przenikać do środowiska wód podziemnych, gdzie również obserwuje się zwiększone stężenia sodu (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999).

Chlorki w wodach rzecznych stanowią wskaźnik pochodzenia pozadenudacyjnego. Zaliczane są do najaktywniejszych migrantów wodnych, niebiorących udziału w procesach glebowych (Chappel i in., 1990, w: Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994; Robson i in., 1993, w: Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). Jony chlorkowe są dostarczane do koryta rzecznego głównie przez opady atmosferyczne i związane z nimi dodatkowe uruchomienie związków wytrąconych wskutek ewapotranspiracji lub zatrzymanych z suchego opadu na powierzchni szaty roślinnej, głównie liści i igieł (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). Chlorki stanowią także składnik nawozów organicznych i sztucznych, co w przypadku zlewni o charakterze rolniczym i zurbanizowanym może w istotny sposób wpłynąć na wielkość ich koncentracji w wodach rzecznych (Kostrzewski, Zwoliński, 1992).

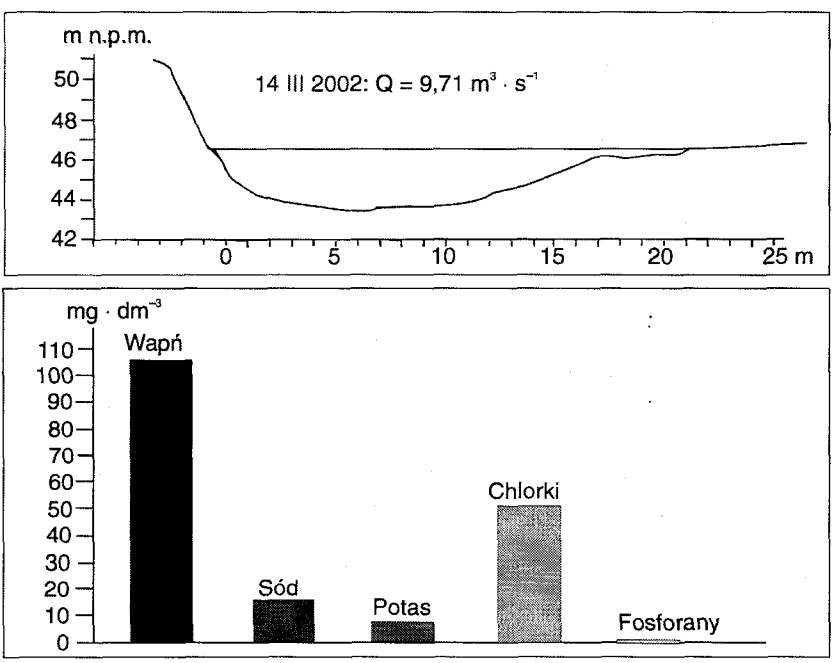
Potas jest pierwiastkiem w aktywny sposób uczestniczącym w obiegu biologicznym. Pochodzi głównie z rozkładu substancji organicznych, a także z nawozów mineralnych. Włączenie potasu do obiegu biologicznego ogranicza jego obecność w wodzie. W dotychczasowych badaniach zaobserwowano, że wzrost przepływu wody i wilgotności gleby powoduje wymycie tego pierwiastka z części koloidalnych podczas wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego (Chapman, Reynolds, Wheater, 1993, w: Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994).

Fosforany są silnie związane z oddziaływaniem antropogenicznym na obszar zlewni. Występują głównie w nawozach i środkach ochrony roślin, a także w zanieczyszczeniach miejskich i przemysłowych (Elbanowska, Zerbe, Siepak, 1999). Na terenach o małej gęstości osadnictwa, oddalonych od ośrodków przemysłowych, notuje się niskie stężenia fosforanów.

Wśród wybranych jonów wapń, sód i potas są komponentami denudacyjnymi, natomiast chlorki i fosforany - pozadenudacyjnymi. Należy zwrócić uwagę, że na wartości stężeń pierwszych trzech wymienionych pierwiastków w korycie rzecznym również mają wpływ zanieczyszczenia, a nie jedynie naturalne ich zawartości w podłożu zlewni i roślinności. Charakterystyka zmian koncentracji poszczególnych jonów została odniesiona do zmian objętości przepływu. Analiza tej zależności umożliwiła wstępne określenie przyczyn decydujących o zmianach ich koncentracji w różnych warunkach hydrologicznych. Powyższe analizy przeprowadzono dla pięciu przekrojów poprzecznych koryta Obry, na których pobrano próby do analiz chemicznych w 12 seriach pomiarowych.

Zmiany koncentracji badanych jonów przy występowaniu wysokich wartości przepływu

Najwyższe zanotowane przepływy wystąpiły w marcu i kwietniu 2002 roku. Koncentracje poszczególnych jonów w tym czasie przedstawiono na przykładzie przekroju pomiarowego nr 4 (ryc. 53). W okresie tym,

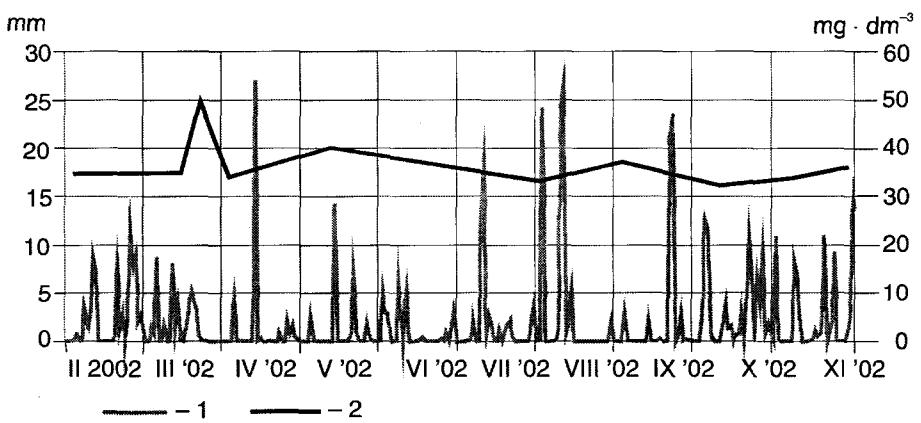


Ryc. 53. Koncentracje jonów w czasie wezbrania (14 III 2002 – przekrój nr 4)

przy objętości przepływu sięgającej niemal 10 $m^3 \cdot s^{-1}$, jony wapnia charakteryzowały się największą koncentracją. Były to najwyższe stężenia tego pierwiastka zanotowane w okresie badań.

W korycie Obry, w czasie kulminacji wezbrania, koncentracje jonów wapnia na każdym z przekrojów pomiarowych przekraczały 100 $mg \cdot dm^{-3}$. Prawdopodobnie było to wynikiem intensywnego ługowania gleb w tym okresie, wywołanego stosunkowo dużymi i rozłożonymi w czasie opadami atmosferycznymi w lutym i marcu 2002 r. (19 II–3 III: suma opadów: 49,8 mm; 5–7 III: 11,1 mm; 13–15 III: 13,4 mm; 18–24 III: 19,6 mm). Zatem, wody opadowe miały wystarczająco długi kontakt z podłożem, aby wpłynąć na wzrost ługowania pokrywy glebowej. Biorąc pod uwagę dużą zawartość wapnia w osadach podłoża zlewni, istotny wpływ miało również zasilanie wodami podziemnymi.

W czasie występowania wezbrań stwierdzono także wysokie koncentracje jonów chlorkowych. Należą one do komponentów pozadenudacyjnych i są związane z wielkością opadów atmosferycznych, a także ze stosowaniem nawozów i zanieczyszczeniami. Zmiany koncentracji jonów chlorkowych od lutego do listopada 2002 r. przedstawiono dla przekroju nr 4, który został objęty największą liczbą pomiarów (ryc. 54). Na pozostałych przekrojach zaznaczył się podobny charakter zmienności. Znaczne ilości opadów atmosferycznych w lutym i marcu 2002 r. (ryc. 54) przyczyniły się do istotnego wzrostu koncentracji chlorków w korycie Obry, która w trakcie trzeciej serii pomiarowej we wszystkich badanych przekrojach wyniosła ponad 50 $mg \cdot dm^{-3}$ (ryc. 53). Jest to wartość znacznie przewyższająca koncentracje chlorków zanotowane w pozostałych seriach pomiarowych.



Ryc. 54. Zmiany koncentracji jonów chlorkowych na tle dobowych sum opadów atmosferycznych od lutego do listopada 2002 r. w przekroju nr 4

1 – opady atmosferyczne, 2 – koncentracja jonów chlorkowych

Można zatem przypuszczać, że komponent ten pochodził także z zanieczyszczeń (w tym z nawozów stosowanych na obszarach rolniczych). W czasie pomiaru na początku kwietnia 2002 r. koncentracja jonów chlorkowych była już znacznie niższa (34 mg · dm^{-3}; ryc. 54), na co przypuszczalnie miał wpływ efekt rozcieńczenia.

W czasie wezbrania zanotowano jedne z najniższych koncentracji jonów sodu w okresie pomiarowym. Wyniosły one około 16 mg · dm^{-3} we wszystkich badanych przekrojach. Podczas wezbrania były do siebie bardzo zbliżone. Wyższe jego stężenie stwierdzono w okresie poprzedzającym stany wezbraniowe (luty 2002: powyżej 17 mg · dm^{-3}). Spadek stężenia sodu można tłumaczyć występowaniem efektu rozcieńczenia wód rzecznych przy wzroście objętości przepływu, a także wyczerpywaniem się tego jonu w warstwach powierzchniowych zlewni. Można przypuszczać, że sód w profilach glebowych na obszarze badanego fragmentu zlewni występuje w mniejszych ilościach niż wapń (wskazują na to kilkakrotnie mniejsze koncentracje jonów sodu). Z tego powodu przy intensywnych procesach ługowania stosunkowo szybko może dochodzić do wyczerpywania się dostępnych zapasów tego pierwiastka.

Najniższe koncentracje w okresie wysokich stanów wody dotyczyły również fosforanów (0,1 mg · dm^{-3} lub poniżej granicy oznaczalności) w czwartym (ryc. 53) i piątym przekroju pomiarowym. Natomiast w pozostałych przekrojach pojawiały się istotne różnice. Podczas wzrostu przepływu stwierdzono wzrost koncentracji fosforanów od 0,45 do 0,6 mg · dm^{-3}. Mogło to mieć związek z jego dostawą z obszarów rolniczych. Na lewym brzegu Obry, w pobliżu pierwszych trzech przekrojów, znajduje się pole wykorzystywane pod uprawę żyta.

Stężenia jonów potasu w okresie wezbrania wykazywały niewielkie zróżnicowanie w stosunku do przepływu. Jego koncentracja wyniosła 6 mg · dm^{-3} (14 III 2002; ryc. 53). W innych seriach pomiarowych, wykonywanych podczas wezbrań, wartość ta nie zmieniła się w istotny sposób i wynosiła od 5,8 do 6 mg · dm^{-3}.

Zmiany koncentracji badanych jonów przy średnich wartościach przepływu

W maju oraz od września do listopada 2002 r. objętość przepływu wynosiła od 4 do 6 $m^3 \cdot s^{-1}$. W tym czasie stężenie jonów wapnia w poszczególnych przekrojach wynosiło od 70 mg · dm^{-3} (listopad 2002: $Q = 5{,}74\ m^3 \cdot s^{-1}$) do 90 mg · dm^{-3} (maj 2002: $Q = 6{,}08\ m^3 \cdot s^{-1}$). Zatem, po okresie wezbrania koncentracja tego jonu ulegała zmniejszeniu. Natomiast stę-

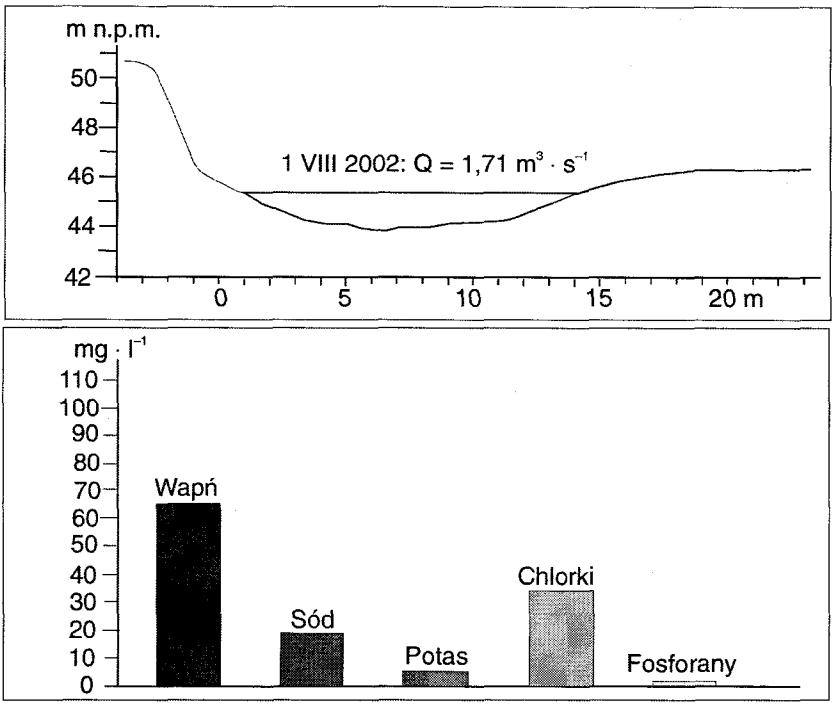
żenie jonów sodu wyniosło od 16 mg · dm^{-3} (maj 2002) do 19 mg · dm^{-3} (wrzesień 2002: Q = 4,02 $m^3 \cdot s^{-1}$). Na podstawie wykonanych, przy podobnych wartościach objętości przepływu, pomiarów trudno jest wyjaśnić przyczyny zaobserwowanych różnic w koncentracji jonów wapnia i sodu. Mogą być one spowodowane wpływem zanieczyszczeń z obszarów rolniczych lub z Międzyrzecza. Podobne zróżnicowanie stwierdzono dla stężeń jonów potasu i fosforanów. Charakteryzowały się one podwyższonymi wartościami w trakcie pomiarów przeprowadzonych we wrześniu 2002 r. (potas: 6,3 mg · dm^{-3}; fosforany: 0,8 mg · dm^{-3}). Wzrost ich stężenia nastąpił przy podwyższonych wartościach przepływu w stosunku do poprzednich miesięcy.

W okresie występowania przepływu w przedziale od 4 do 6 $m^3 \cdot s^{-1}$ dwukrotnie zaobserwowano wzrost stężenia jonów chlorkowych (maj i wrzesień 2002). Obydwa te pomiary poprzedzał okres, w którym wystąpiły zwiększone, lecz krótkotrwałe opady atmosferyczne (14 IV 2002: dobowa suma opadów: 27,1 mm oraz 12–13 VIII 2002: 50,9 mm opadu w ciągu 48 h; ryc. 54).

Okres występowania niskich wartości przepływu

W miesiącach letnich, w lipcu i sierpniu 2002 r., zaznaczył się wyraźny spadek objętości przepływu (poniżej 2 $m^3 \cdot s^{-1}$). Znalazło to odbicie w zmianach koncentracji jonów wapnia, które w miesiącach letnich były znacznie niższe niż podczas wezbrania. Najniższe ich wartości zanotowano w przekrojach nr 3, 4 i 5 (65 mg · dm^{-3}) (ryc. 55 – przekrój nr 4). Jest to prawdopodobnie efekt mniejszej intensywności procesów ługowania zlewni w okresie małych opadów atmosferycznych, które w czerwcu 2002 r. wynosiły jedynie 27,7 mm. Niskie sumy opadów wpłynęły również na spadek stężenia jonów chlorkowych w korycie Obry. Ich koncentracje w poszczególnych przekrojach w lipcu i sierpniu 2002 r. wynosiły od 24 mg · dm^{-3} do 33 mg · dm^{-3}. Na początku września natomiast nastąpił wzrost stężenia chlorków (ryc. 54). Wpływ na to miały prawdopodobnie intensywne opady w sierpniu (ryc. 54).

Odnotowano wzrost koncentracji jonów sodu, która osiągnęła 20 mg · dm^{-3} w przekroju nr 4 (ryc. 55), w przekrojach nr 2 i 3 zaś była wyższa i wynosiła 22 mg · dm^{-3}. Stwierdzono również wzrost stężenia jonów fosforanowych. Przy niskich przepływach ich koncentracje wynosiły od 0,6 mg · dm^{-3} w przekroju nr 2 do 1,1 mg · dm^{-3} w przekroju nr 4. W okresie letnim, zwłaszcza na początku sierpnia 2002 r., zarejestrowano spadek koncentracji jonów potasu do 4,8 mg · dm^{-3} (ryc. 55). Mogło to być efektem jego sezonowego udziału w obiegu biologicznym.



Ryc. 55. Koncentracje analizowanych jonów w okresie występowania niskich wartości przepływu (1 VIII 2002 - przekrój nr 4)

Zmiany przewodnictwa elektrolitycznego właściwego w okresie objętym badaniami

Przewodność elektrolityczna właściwa to parametr określający zawartość rozpuszczonych w wodzie soli (Dojlido, 1980). Jest ona wskaźnikiem procesów biogeochemicznych, którym podlegają te substancje jeszcze przed osiągnięciem koryta rzecznego. Zróżnicowanie składu chemicznego wód następuje podczas ich krążenia w glebie i podłożu mineralnym, a także poprzez kontakt z szatą roślinną. Duże znaczenie ma również obieg biologiczny i działalność antropogeniczna.

Najwyższe przewodności elektrolityczne (powyżej 600 $\mu S \cdot cm^{-1}$) zanotowano podczas wezbrania w marcu 2002 roku. W jego trakcie przewodność uległa niewielkiemu obniżeniu (do 580 $\mu S \cdot cm^{-1}$). Natomiast najniższe wartości (od 460 do 510 $\mu S \cdot cm^{-1}$) występowały podczas niskich przepływów w lipcu i sierpniu 2002 roku. Zatem, okres ten był mniej wydajny pod względem wielkości transportowanego ładunku materiału rozpuszczonego.

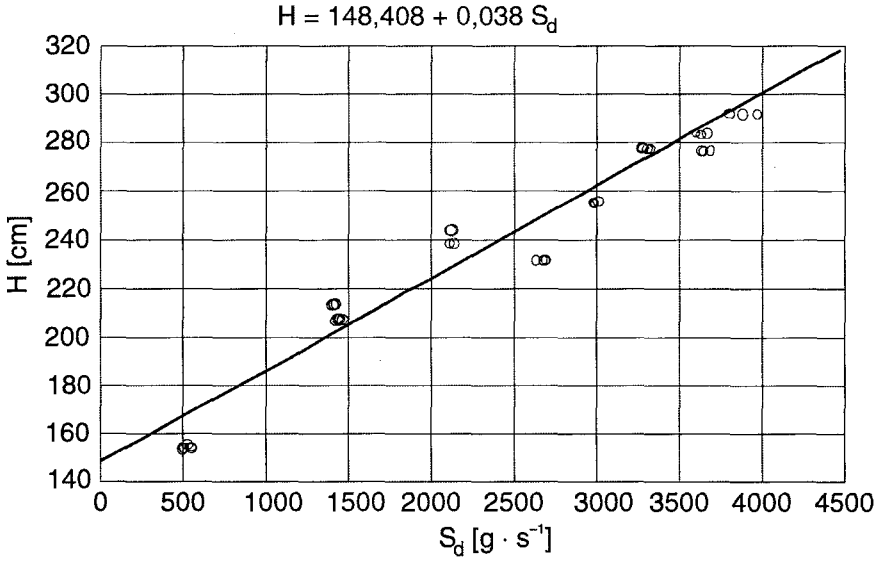
Wielkość transportu materiału rozpuszczonego w latach 1971–1991

Na podstawie wartości przewodności elektrolitycznej właściwej z każdej z serii pomiarowych, stosując wzór Dorochowskiego (Paluch, 1973), obliczono mineralizację ogólną: T_x: $T_x = \frac{0{,}688\,P_T}{1+0{,}024\,(T-20)}$ w odniesieniu do temperatury 20°C, gdzie:

P_T – przewodność próby w temperaturze T [$\mu S \cdot cm^{-1}$],

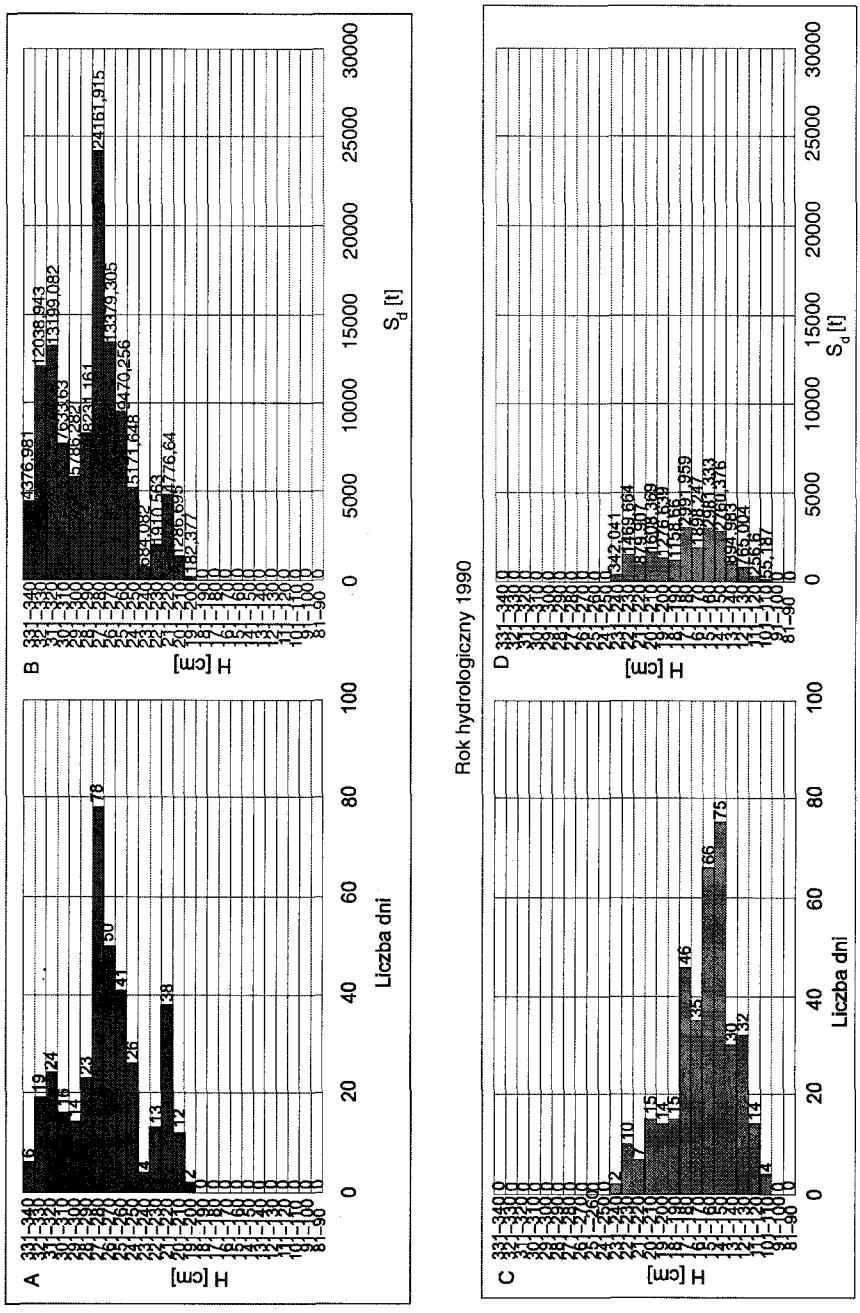
T – temperatura próbki wody w czasie pomiaru przewodności [°C].

Wielkości mineralizacji ogólnej pozwoliły na obliczenie zależności między stanem wody a ładunkiem materiału rozpuszczonego (ryc. 56). Na tej podstawie dla lat 1971–1991 obliczono ładunki transportu materiału rozpuszczonego.



Ryc. 56. Zależność pomiędzy natężeniem transportu materiału rozpuszczonego (S_d) a stanem wody (H)

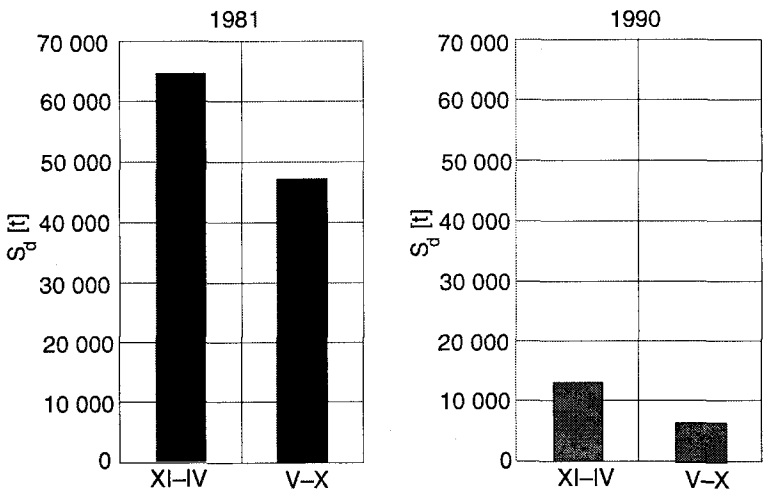
Szczególną uwagę zwrócono na rok wilgotny 1981 i suchy 1990 (ryc. 57). W roku 1981 roczny ładunek wyniósł 112 289 t. Największa jego część była transportowana przy utrzymujących się przez 78 dni (ryc. 57A) wysokich stanach wody w zakresie od 271 do 280 cm. Odprowadzonych zostało wówczas ponad 20 tys. t materiału rozpuszczonego (ryc. 57B). Nieco niższy



Ryc. 57. Częstość występowania stanów wody (H) oraz wielkość transportu materiału rozpuszczonego (S_d) w roku wilgotnym (1981; A, B) i suchym (1990; C, D)

udział (ok. 10 tys. t materii rozpuszczonej) stwierdzono podczas wezbrań (311 cm–320 cm, 321 cm–330 cm (ryc. 57B)).

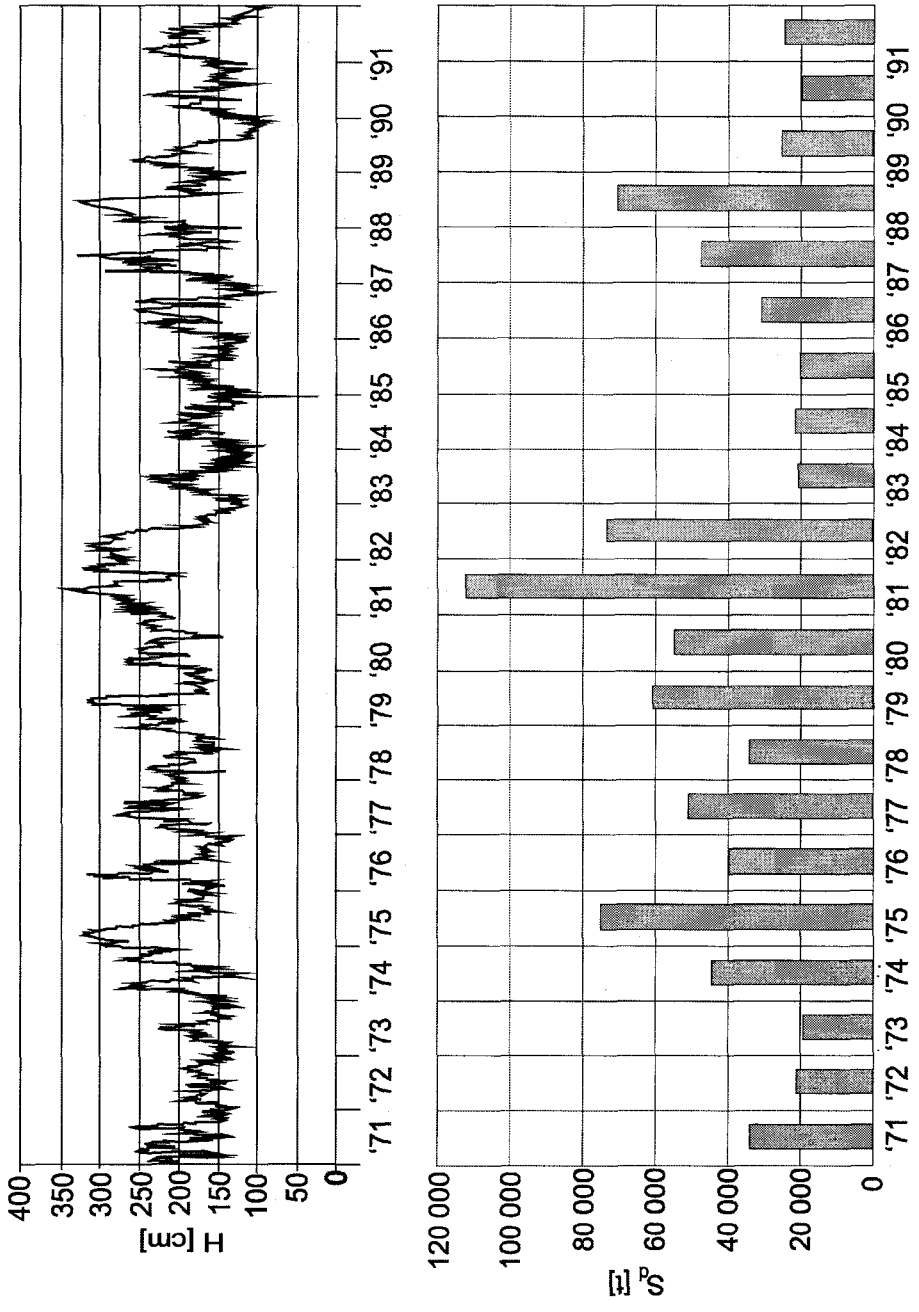
W roku suchym (1990) wielkość transportu materiału rozpuszczonego wyniosła zaledwie 19 338 t. Wpłynęła na to przypuszczalnie niska aktywność procesów ługowania w okresie suchym. Najbardziej wydajny okazał się okres występowania stanów wody w zakresie od 171 do 180 cm (2991 t materiału rozpuszczonego (ryc. 57C, D)). Mniejszą rolę odegrały niskie stany wody w zakresie od 141 do 150 cm, o większej częstości występowania (75 dni; ryc. 57C, D).



Ryc. 58. Wielkość transportu materiału rozpuszczonego w miesiącach półrocza zimowego (XI–IV) i letniego (V–X) w roku suchym i wilgotnym

Podobnie jak w przypadku transportu materiału zawieszonego, większa ilość substancji rozpuszczonych odprowadzana była w okresie zimowym (ryc. 58). Wiąże się to z intensywnym ługowaniem materiału rozpuszczonego ze zlewni w okresie zimowym, na co wpływają warunki hydrometeorologiczne i brak wegetacji. Podobne prawidłowości stwierdzono również w innych zlewniach obszaru młodoglacjalnego (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994). Wapń jest pierwiastkiem, którego największe koncentracje zanotowano w miesiącach półrocza zimowego (marzec 2002), w okresie znacznych opadów atmosferycznych i wysokich stanów wody.

Podobnie jak dla zawiesiny i rumowiska wleczonego, dla okresu objętego systematycznymi obserwacjami hydrologicznymi (1971–1991) obliczono roczne wielkości transportu materiału rozpuszczonego (ryc. 59).



Ryc. 59. Roczne ładunki transportu materiału rozpuszczonego (S_d) w okresie 1971–1991 na tle wahań stanów wody

Największe ładunki występowały w latach z dużymi wezbraniami oraz długimi okresami utrzymywania się wysokich stanów wody (lata: 1975, 1981 -1982, 1988; ryc. 59). Natomiast latom z długotrwałymi niżówkami i małymi wezbraniami (maksymalne stany wody nie przekroczyły 250 cm) odpowiadały niskie wartości transportu. Należy podkreślić, że ładunki materiału rozpuszczonego znacznie przewyższają wielkości transportu rumowiska wleczonego oraz zawiesiny. Podobne wyniki uzyskano dla środkowego odcinka Wisły, gdzie stosunek transportowanej zawiesiny i substancji rozpuszczonych wynosił 1 : 5 (Fal, 1965).

Wyniki badań transportu materiału rozpuszczonego i jego związku z objętością przepływu pozwalają na następujące spostrzeżenia:

1. Występowanie przy wysokich przepływach najwyższych koncentracji jonów wapnia jest prawdopodobnie rezultatem intensywnych procesów ługowania w badanej części zlewni.

2. Przy wzroście objętości przepływu (efekt rozcieńczenia) stwierdzono spadek koncentracji jonów sodu. Można przypuszczać, że na obszarze badanej części zlewni sód występuje w mniejszych ilościach niż wapń. Dlatego przy intensywnych procesach ługowania, wywołanych długotrwałymi opadami, stosunkowo szybko dochodzi do wyczerpywania się dostępnych do transportu jonów tego komponentu.

3. Chlorki jako element pozadenudacyjny wykazują ścisłą zależność od wielkości opadów atmosferycznych. Na wzrost koncentracji tego jonu wpłynęły opady poprzedzające okres wezbrania, a także krótkie i intensywne opady w późniejszym czasie (kwiecień i sierpień 2002 r.).

4. Zmiany koncentracji jonów potasu wykazują zależność od włączania tego pierwiastka do obiegu biologicznego (niskie koncentracje w miesiącach letnich), jak również stosowanie nawozów mineralnych (okresowy wzrost stężenia we wrześniu).

5. Jony fosforanowe podczas wzrostu przepływu ulegają rozcieńczeniu. Przyczyną odchyleń od tej prawidłowości, zaobserwowanych w czasie wezbrania oraz we wrześniu 2002 r., może być stosowanie nawozów.

6. Wielkość ładunku materiału rozpuszczonego w roku wilgotnym była niemal sześciokrotnie większa niż w roku suchym. Na te różnice wpływają warunki przepływu wody w korycie oraz długość okresu, w jakim się utrzymują.

7. W miesiącach półrocza zimowego stwierdzono większe natężenie transportu materiału rozpuszczonego (ryc. 58). Warunkuje to wielkość opadów atmosferycznych, długość okresu wegetacyjnego, stopień pokrycia szatą roślinną oraz rolnicze użytkowanie gruntów na obszarze zlewni (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1994).

10

Model migracji koryta Obry

Końcowym rezultatem uzyskanych wyników badań jest przedstawiony poniżej model migracji koryta Obry. Odnosi się on w bezpośredni sposób do zachodzących współcześnie procesów erozji i akumulacji oraz związanego z nimi rozwoju badanego odcinka doliny. Można przypuszczać, że procesy te w podobny sposób funkcjonowały również w przeszłości. Został on skonstruowany z uwzględnieniem następujących wyników badań:

1. Wyróżnienie w budowie geologicznej aluwialnego wypełnienia dna badanego odcinka doliny Obry co najmniej trzech etapów migracji koryta.
2. Wydatowanie metodą C^{14} osadów torfowych ze spągu wypełnień osadów organicznych reprezentujących poszczególne etapy migracji.
3. Uwzględnienie cyklu drobnienia osadów ku stropowi poszczególnych profilów (sekwencja frakcjonowana prosta).
4. Nieznaczna tendencja do obniżania się rzędnej stropu osadów litofacji bruku korytowego w kierunku współcześnie funkcjonującego koryta.
5. Określenie podobieństwa skupień osadów organicznych, stanowiących zapis migracji koryta Obry w poszczególnych przekrojach geologicznych. Dotyczyło ono również długości i szerokości danego skupienia, rodzaju osadu, jaki je tworzył oraz zaobserwowanej zmienności litologicznej w obrębie skupień.

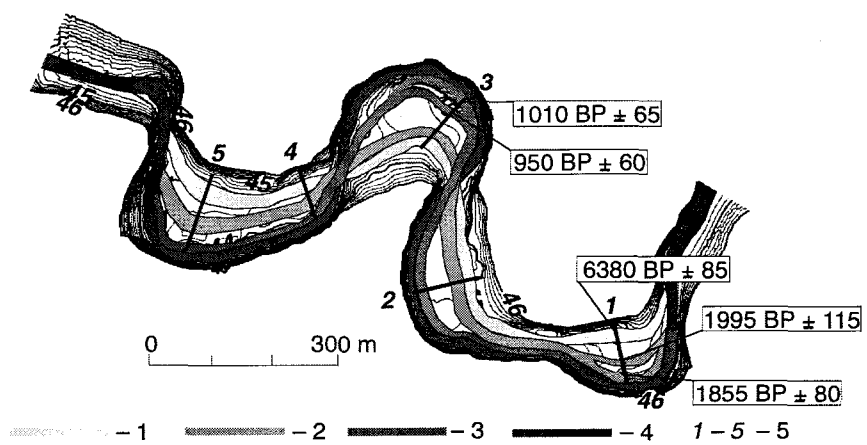
Kształtowanie się koryta pierwszego etapu migracji (6380 BP–1995 BP)

W opisywanym modelu wyróżniono trzy etapy migracji koryta Obry. Pierwszy z nich opisują skupienia osadów organicznych (średnio lub silnie rozłożonych torfów oraz gytii detrytusowych) występujących na każdym z przekrojów przy krawędzi doliny, w dużej odległości od koryta Obry. Wiek oznaczający koniec funkcjonowania tego etapu migracji i początek akumulacji osadów torfowych określono w odniesieniu do przekroju geologicznego nr 1 (6380 BP ± 85) (ryc. 60 i 61A). Pozostałe skupienia gytii i torfów

położone na kolejnych przekrojach w pobliżu krawędzi doliny (ryc. 61B–E) uznano, na podstawie ich podobieństwa litologicznego, za należące do tego samego etapu migracji. Skupienia te charakteryzują się największą szerokością w stosunku do pozostałych (35–40 m na poszczególnych przekrojach) oraz niewielką liczbą lub brakiem piaszczystych przewarstwień. Dla przekrojów nr 2 i 5 nie można było ustalić dokładnego zasięgu przestrzennego ze względu na fragmentaryczne zachowanie osadów (ryc. 61B–E). Jest to szczególnie trudne w przypadku przekroju nr 5, gdzie opisywane stadium migracji jest zapisane w postaci kilku oddzielonych od siebie niewielkich wypełnień osadami torfowymi (ryc. 61E). Dlatego przestrzenny zasięg tej fazy na przekroju nr 5 oznaczono linią przerywaną, co ma również miejsce w innych dyskusyjnych przypadkach, widocznych na rysunkach 61A–E.

Drugi etap migracji (1995 BP–1010 BP)

Drugi z wyróżnionych etapów migracji koryta reprezentują osady torfowe odznaczające się mniejszą szerokością w stosunku do etapu pierwszego (od 19,5 m w przekroju nr 1 do 30 m w przekroju nr 5). Ponadto cechuje je duża liczba piaszczystych lamin stanowiących zapis wezbrań. Początek akumulacji osadów organicznych w miejscu dawnego funkcjonowania koryta Obry wyznaczają datowania metodą C^{14}, wykonane na przekroju nr 1. Stwierdzono, że koryto Obry było tutaj dwudzielne.



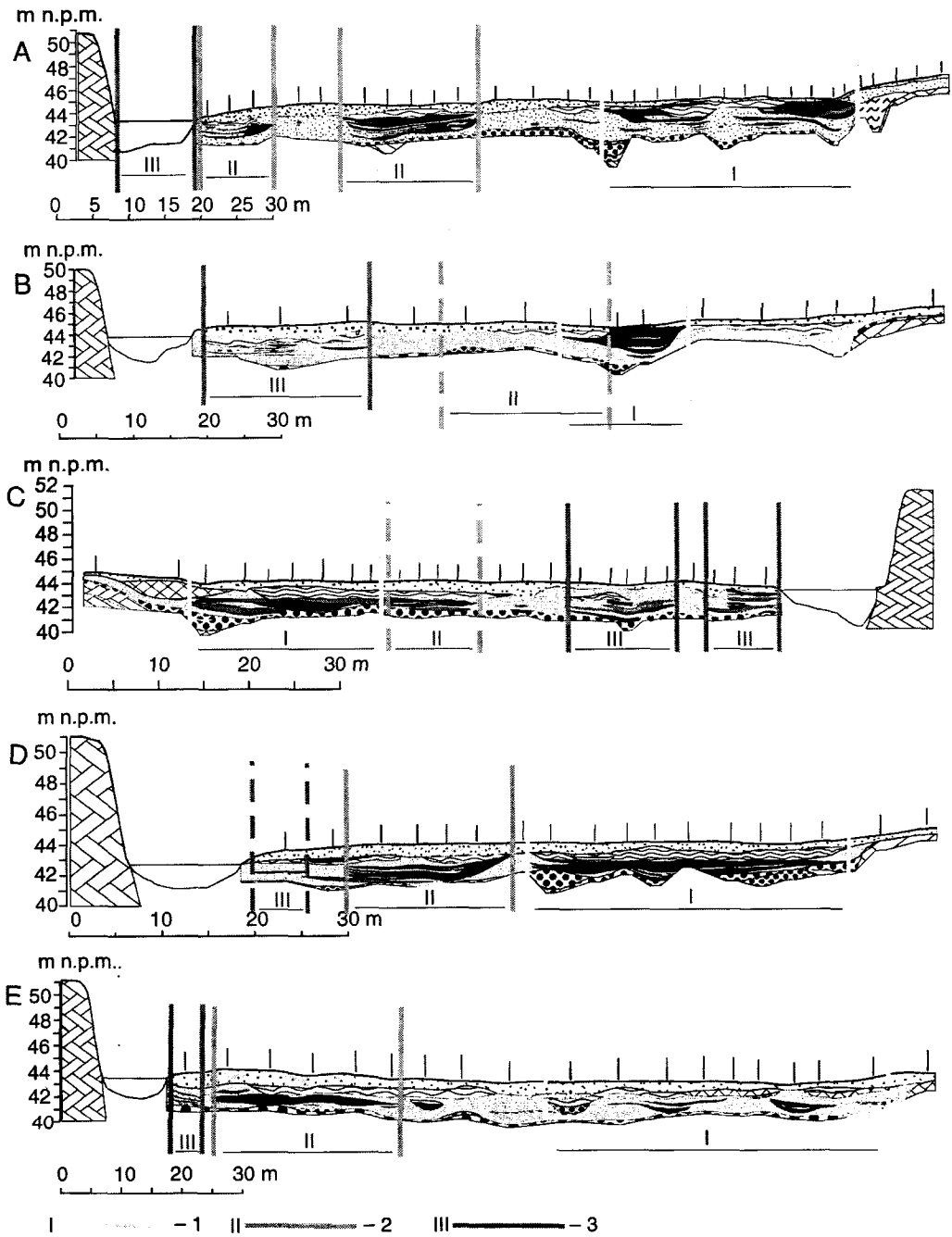
Ryc. 60. Etapy kształtowania się zakoli meandrowych rzeki Obry w obrębie badanego fragmentu doliny

1 – pierwszy etap (6380 BP–1995 BP), 2 – drugi etap (1995 BP–1010 BP), 3 – trzeci etap (1010 BP–0 BP), 4 – współczesne koryto, 5 – przekroje geologiczne

Spąg osadów torfowych w środkowej części przekroju nr 1 (ryc. 60 i 61A), o wyznaczonej dacie 1995 BP ± 115, okazał się niemal równowiekowy ze spągiem organicznego wypełnienia położonego bezpośrednio przy współczesnym korycie Obry (1855 BP ± 80). Oznaczałoby to równoczesne funkcjonowanie dwóch koryt lub istnienie łachy śródkorytowej w tym okresie. Wyznaczenie całego przebiegu opisywanego etapu migracji w obrębie badanego fragmentu doliny okazało się dość trudne ze względu na jego słabo zachowane ślady w przekroju drugim. O prawdopodobnym funkcjonowaniu koryta etapu nr 2 w przeszłości mogą świadczyć jedynie fragmenty zachowanej litofacji powodziowej (mułki piaszczyste) oraz warstwa piasków średnioziarnistych z domieszkami materii organicznej (ryc. 61B). Ponadto, w przekroju nr 2 widoczne jest, że skupienie osadów torfowych, reprezentujące fazę migracji nr 1, jest częściowo zniszczone przez późniejsze procesy erozyjne. Fragment wypełnienia organicznego jest tu zastąpiony osadami powodziowymi. Z tego względu na przekroju nr 2 dwa pierwsze etapy migracji koryta się „zazębiają" (ryc. 61B). Problematyczne okazało się przeprowadzenie dalszego przebiegu opisywanej fazy (przekrój nr 3; ryc. 61C). Skupienia osadów organicznych leżące w pobliżu współczesnego koryta Obry okazały się młodsze od fazy nr 2. Na przekroju tym oznaczono zatem przypuszczalny zasięg przestrzenny tego etapu rozwoju koryta, obejmujący osady torfowe i gytie z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych, znajdujące się w środkowej partii przekroju (ryc. 61C).

Trzeci etap migracji (1010 BP–0 BP)

Trzeci z wyznaczonych etapów migracji koryta Obry jest reprezentowany przez osady torfowe o niewielkiej miąższości, usytuowane w bezpośrednim sąsiedztwie współczesnego koryta rzecznego. Stosunkowo najuboższy zapis tego stadium w osadach aluwialnych może świadczyć o tym, że jest to faza przebiegająca również współcześnie. Biorąc pod uwagę wykonane na przekroju nr 1 datowania, nie stwierdzono osadów młodszych niż stanowiące drugi etap migracji. Z tego względu przyjęto, że na odcinku rzeki w pobliżu przekroju nr 1 trzecie stadium jest reprezentowane przez współczesne koryto Obry (ryc. 61A). Najwięcej informacji dotyczących opisywanego etapu migracji dostarczają osady przekroju nr 3 (ryc. 61C). Określono tu z partii spągowych wiek dwóch skupień gytii i torfów oddzielonych od siebie piaskami odsypów meandrowych. Dla spągu torfów w odległości 17 m od współczesnego koryta wyniósł on 950 BP ± 60, a dla spągu osadów organicznych, usytuowanych bezpośrednio przy korycie - 1010 BP ± 65. Układ jest podobny do drugiego stadium rozwoju zakoli meandrowych Obry



Ryc. 61. Położenie wyróżnionych etapów migracji koryta Obry na poszczególnych przekrojach geologicznych

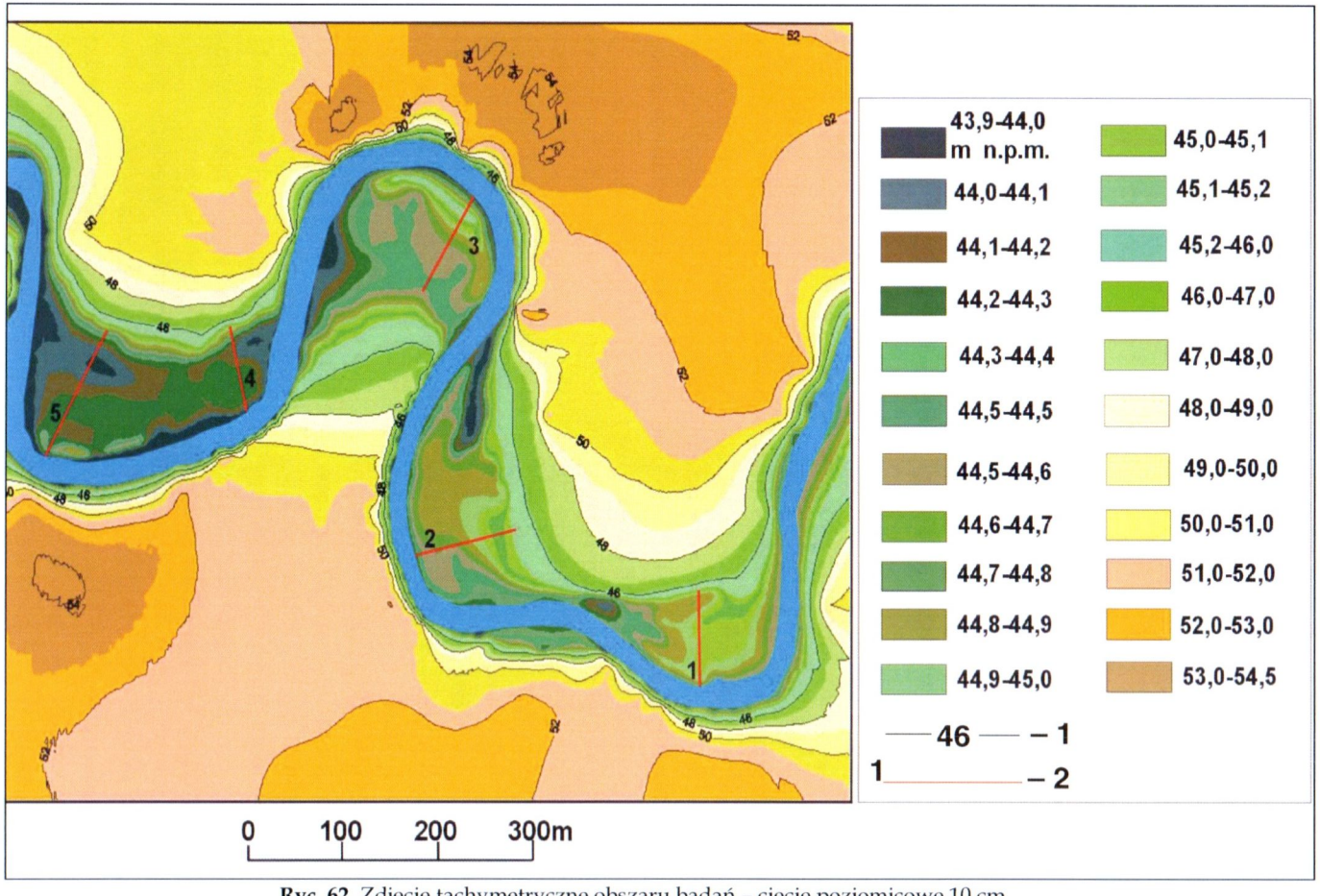
1 - pierwszy etap migracji, 2 - drugi etap migracji, 3 - trzeci etap migracji

(wytworzenie łachy śródkorytowej), stwierdzonego na przekroju nr 1. Na dalszych dwóch przekrojach (nr 4 i 5; ryc. 61D, E) najmłodsza z opisywanych faz migracji zaznacza się w postaci nielicznych warstw torfów w bezpośrednim sąsiedztwie współczesnego koryta Obry.

Stwierdzone w przypadku przekrojów nr 1 i 3 równoczesne funkcjonowanie co najmniej dwóch koryt podczas jednej fazy migracji mogłoby sugerować pojawienie się w badanym fragmencie doliny koryta roztokowego. Jednak charakter zmian parametrów uziarnienia przemawia za meandrującym typem koryta. We wszystkich analizowanych profilach pionowych widoczne jest drobnienie osadów ku górze, określane w literaturze jako *upward-fining facies sequence* (Allen, 1982, w: Rotnicki, Młynarczyk, 1989) lub „sekwencja frakcjonowana prosta" (Gradziński i in., 1986). Z drugiej strony, nie zaobserwowano wyraźnego, stopniowego wcinania się rzeki w osady glacjalne, stanowiące podłoże aluwiów Obry. Fakt ten można wiązać z dużą odpornością tego materiału na rozmywanie, które dodatkowo utrudnione jest obecnością bruku morenowego, współcześnie niepodlegającego transportowi w korycie Obry. Ponadto, niewielki spadek zwierciadła wody, wynoszący na odcinku Św. Wojciech–Gorzyca 0,34‰, przemawia za funkcjonowaniem koryta meandrującego. Należy jednak podkreślić, że brak jest wyraźnej różnicy między strumieniami meandrującymi i rozgałęziającymi się, o czym świadczą rzeki, w których pojedyncze kręte koryto rozdzielone jest od czasu do czasu przez śródkorytową wyspę (Allen, 1977a).

W celu stwierdzenia, czy zapis poszczególnych faz migracji koryta Obry został zachowany w „mikrorzeźbie" dna doliny, wykonano szczegółową mapę hipsometryczną o cięciu poziomicowym 10 cm (ryc. 62). Pierwszy z wyróżnionych etapów migracji koryta zaznacza się fragmentarycznie w sąsiedztwie wszystkich analizowanych przekrojów geologicznych w postaci podłużnych obniżeń przebiegających przy krawędzi doliny. W pobliżu przekroju nr 1 znajdują się prawdopodobnie również ślady drugiego etapu migracji. Ponadto, w pobliżu przekroju nr 3 widoczna jest forma wklęsła, o łukowatym kształcie, stanowiąca prawdopodobnie paleomeander (ryc. 62). Ślady położenia koryta z okresu drugiej i trzeciej fazy migracji praktycznie nie zostały zachowane (z wyjątkiem obszaru w pobliżu przekroju nr 1). Przyczyną tego może być proces akumulacji, zachodzący w czasie wezbrań powodziowych na równinie zalewowej.

Wyniki datowań metodą C^{14} pozwalają na przybliżone określenie średniego tempa migracji koryta Obry od końca funkcjonowania koryta pierwszego etapu migracji (6380 BP ± 85) do dnia dzisiejszego. Odległość między miejscem poboru próby do datowania (otwór nr 1, przekrój geologiczny nr 1) a brzegiem współczesnego koryta Obry wynosi 88,4 m. Obliczone średnie tempo migracji to 1,38 cm rocznie. Podobną wartość (1,49 cm · rok^{-1})



Ryc. 62. Zdjęcie tachymetryczne obszaru badań – cięcie poziomicowe 10 cm
1 – wartości poziomic, 2 – przekroje geologiczne; cięcie poziomicowe przyjęto do rzędnej 45,2 m n.p.m.

uzyskano dla drugiej fazy migracji (1995 BP ± 115, otwór nr 18 na przekroju nr 1, odległy od obecnego koryta o 29,8 m). Tak powolne tempo migracji uwarunkowane jest występującymi w podłożu doliny Obry trudno rozmywalnymi osadami glacjalnymi.

Mechanizm procesów erozji i akumulacji kształtujący migrację badanego odcinka koryta Obry

Uzyskane wyniki badań pozwalają na przedstawienie mechanizmu kształtującego migrację koryta Obry. W okresach częstego występowania wysokich stanów wody i wezbrań powodziowych w pobliżu migrującego bocznie koryta Obry prawdopodobnie dochodziło do wykształcenia kanału ulgi, w którym akumulowane były osady organiczne - torfy i gytie. Rodzaj deponowanego osadu zmieniał się w zależności od zmian poziomu wody i związanych z nimi warunków środowiska sedymentacyjnego.

W okresach stosukowo słabego oddziaływania procesu erozji bocznej na brzegu wypukłym koryta tworzony był odsyp meandrowy, zaznaczony w postaci wału przykorytowego. Formy te stanowią element współczesnych brzegów Obry na badanym odcinku doliny, który widoczny jest w pobliżu przekroju nr 3 (ryc. 62). Wówczas prawie wyłącznie akumulowane były na brzegach wypukłych osady piaszczyste, które oddzielają zapisane w aluwiach fazy migracji Obry.

Przy ponownym wzroście „aktywności migracyjnej", uwarunkowanym częstotliwością występowania wysokich stanów wody oraz wezbrań powodziowych, ponownie dochodziło do powstania na brzegu wypukłym kanału ulgi, a następnie akumulacji torfów bądź gytii, stanowiących zapis kolejnego etapu migracji koryta Obry. W badanym fragmencie doliny tempo migracji koryta zależało w dużym stopniu od odporności brzegów koryta na erozję, uwarunkowaną prędkością wody, rodzajem osadu budującego brzegi i występowaniem pokrywy roślinnej (Rotnicka, Rotnicki, 1988, w: Rotnicki, Młynarczyk, 1989). Na odcinku pomiędzy przekrojem nr 1 i 2 budowa geologiczna podłoża oraz otoczenia badanego odcinka doliny Obry była czynnikiem decydującym o kształtowaniu się koryta rzecznego i wykształceniu się fragmentu doliny, który można określić jako przełomowy. Szerokość doliny Obry zmniejsza się w tym miejscu do kilkudziesięciu metrów (ryc. 60 i 62). W strefie krawędziowej doliny, w przekroju geologicznym nr 1, występują biało-zielono-bordowe iły, które mogą świadczyć o występowaniu struktur glacitektonicznych. Obecność takich struktur mogła wpłynąć w istotny sposób na wzmocnienie odporności brzegów na erozję i wykształcenie się odcinka przełomowego.

Podsumowanie

Zaprezentowane w niniejszej pracy wyniki badań dotyczą zmian zachodzących w środowisku sedymentacyjnym badanej części doliny Obry. W pierwszej części pracy przedstawiono mechanizmy erozji i akumulacji, które decydowały o wykształceniu się zakoli meandrowych. Zostały one objaśnione podczas analizy zmienności wskaźników uziarnienia osadów aluwialnych wypełniających dno doliny Obry (rozdz. 8). Analiza została przeprowadzona zarówno w ujęciu pionowym (w poszczególnych profilach pionowych), jak i poziomym (przedstawienie zmian położenia rzędnej bruku korytowego w poszczególnych przekrojach geologicznych). Na tej podstawie wydzielono litofacje środowiska korytowego i pozakorytowego oraz poszczególne fazy migracji koryta. W uzupełnieniu przedstawiono zmienność pionowego składu chemicznego aluwiów Obry. Badania geochemiczne wykazały zależność między litologią osadów a ich składem chemicznym, co wykorzystano do wydzielenia litofacji geochemicznych charakteryzujących określone typy środowiska. Wydzielone grupy geochemiczne odnoszą się jedynie do odcinka profilu pionowego objętego analizami chemicznymi.

W dalszej części pracy przedstawiono wpływ współczesnych procesów erozji i akumulacji zachodzących w korycie rzecznym oraz w obrębie doliny i jej bezpośrednim otoczeniu na zmiany wielkości transportu materiału wleczonego, zawieszonego i rozpuszczonego. Poznanie charakteru tych zmian, analizowanych w szerokim zakresie zmienności warunków hydrologicznych w korycie, pozwoliło na obliczenie wielkości transportu osadów dla okresu wieloletniego (1971–1991). Badania związane z określeniem wielkości transportu materiału wleczonego umożliwiły określenie stopnia, w jakim zmienia się ukształtowanie dna koryta oraz uziarnienie osadów korytowych przy różnych warunkach hydrologicznych.

Analiza zależności między koncentracją materiału zawieszonego a objętością przepływu umożliwiła objaśnienie mechanizmu dostawy do koryta, a także wykazanie zróżnicowania wielkości transportu w analizowanych

latach hydrologicznych. Ponadto, przedstawiono różnice w wielkości odpływu zawiesiny w półroczu letnim i zimowym, wynikające ze zróżnicowania intensywności oddziaływania procesów denudacyjnych. Uwagę poświęcono również zmianom zawartości wybranych elementów materiału rozpuszczonego, która uwarunkowana jest litologią podłoża, czynnikami hydrometeorologicznymi, włączaniem badanych komponentów do obiegu biologicznego oraz antropopresją.

Badanie mechanizmów oddziaływania współczesnych procesów erozji i akumulacji umożliwiło poznanie poszczególnych faz migracji koryta w przeszłości. Jest ono jednak ograniczone na skutek działalności człowieka (zmiany użytkowania gruntów, przecinanie zakoli rzecznych). Zatem wnioski z przeprowadzonych badań są następujące:

1. W osadach aluwialnego wypełnienia dna doliny Obry zaznaczają się co najmniej trzy etapy migracji koryta, którym odpowiadają skupienia osadów organicznych. Są to miejsca, w których koryto Obry funkcjonowało w przeszłości.

2. Przestrzenne zmiany położenia stropu osadów bruku korytowego wskazują na nieznaczną tendencję koryta rzeki do wcinania się w utwory stanowiące podłoże aluwialnego wypełnienia dna doliny. Wiąże się ona z dużą odpornością osadów podłoża na rozmywanie. Ponadto, można przypuszczać, że Obra stosunkowo szybko „dotarła" do odpornych osadów glacjalnych. Wpłynęło to na sposób kształtowania się doliny Obry i na jej obecny charakter (brak poziomów terasowych).

3. Litofacje aluwiów Obry stanowią zapis działalności procesu akumulacji odsypów meandrowych w środowisku korytowym w czasie poszczególnych faz migracji koryta. Proces ten wpływał bezpośrednio na kształtowanie się zakoli badanego odcinka doliny. Ilustrują także proces stopniowego pojawiania się środowiska pozakorytowego w stropowych partiach analizowanych przekrojów geologicznych.

4. Intensywność procesów zachodzących w korycie rzecznym oraz rodzaj materiału dostępnego do transportu w środowisku prądowym decydują o parametrach uziarnienia osadu kształtującego poszczególne litofacje.

5. Zmienność koncentracji pierwiastków chemicznych w badanym fragmencie profilu pionowego wskazuje na wyraźną granicę pomiędzy środowiskiem osadów organicznych, wypełniających miejsce dawnego funkcjonowania koryta, a środowiskiem pozakorytowym, reprezentowanym przez osady mułkowe. Granicę tę wyznacza skokowy wzrost koncentracji żelaza, manganu, a także magnezu i cynku.

6. Wysokie wartości ilościowego stosunku wapnia do magnezu wskazują na wyraźnie większą zawartość pierwszego z wymienionych pierwiastków. Fakt ten wskazuje na dominację denudacji chemicznej w badanym fragmencie doliny Obry.

7. Zauważalny jest związek pomiędzy zmiennością litologiczną osadów a ich składem chemicznym. Pozwala to na wstępne rozróżnienie środowisk, w jakich kształtowały się aluwia Obry. Otrzymany zapis zmienności środowisk sedymentacyjnych nie jest pozbawiony „zakłóceń" w postaci zmian zachodzących w składzie chemicznym osadów aluwialnych na skutek migracji pierwiastków w środowisku wód podziemnych.

8. Z analizy zmienności zawartości chromu w badanym fragmencie profilu pionowego wynika, że pierwiastek ten ulega migracji do niżej położonych osadów torfowych i nie może być wykorzystany do względnego datowania osadów równiny zalewowej (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006).

9. Na podstawie porównania wielkości transportu rumowiska wleczonego (maksymalnie ponad 170 t rocznie), zawieszonego (maksymalnie ponad 8000 t rocznie) i substancji rozpuszczonych (maksymalnie ponad 100 000 t rocznie) można przypuszczać, że w badanym fragmencie doliny Obry dominują procesy denudacji chemicznej. Należy jednak podkreślić, że obliczone wielkości transportu osadów w korycie Obry są obarczone błędami wynikającymi z braku danych dotyczących objętości przepływu dla wodowskazu Międzyrzecz. Z tego powodu obliczone wielkości transportu osadów należy traktować szacunkowo.

10. Przy wysokich stanach wody w strefie nurtu „odsłaniany" jest osad o przeciętnej średnicy ziarna dochodzącej do -2,0 phi. Osad ten, pochodzący z rozmycia zalegającej poniżej gliny zwałowej, nie podlega transportowi przy warunkach hydrologicznych występujących w korycie Obry (Młynarczyk, Słowik, 2005).

11. Stwierdzone zmiany kształtu badanych przekrojów poprzecznych koryta w połączeniu ze zmianami parametrów uziarnienia potwierdzają hipotezę, że wyraźne zmiany kształtu koryta mogą następować w krótkich odcinkach czasu, bez udziału stanów wezbraniowych (por.: Knighton, 1977; Dury, 1977).

12. Z analizy związku koncentracji zawiesiny z przepływem wynika, że możliwa jest dostawa materiału do koryta ze środowiska stokowego. Miał na to istotny wpływ proces erozji bocznej, zachodzący ze szczególną intensywnością w sąsiedztwie przekroju nr 1. Świadczy to o aktywnej działalności tego procesu i możliwości dalszej migracji koryta.

13. Większą intensywność transportu zawiesiny oraz substancji rozpuszczonych zanotowano w miesiącach półrocza zimowego, co wynika ze wzmożonych procesów spływu powierzchniowego, braku wegetacji oraz warunków hydrometeorologicznych występujących w okresie zimowym.

14. Stwierdzone zależności pomiędzy przepływem a koncentracjami wybranych jonów wiążą się z litologią podłoża zlewni, efektem rozcieńcza-

nia wód rzecznych w czasie wezbrania, dostawą zanieczyszczeń do koryta oraz zmiennością warunków hydrometeorologicznych.

Wyniki badań przedstawione w tej pracy stanowią część programu badawczego „Natężenie transportu rumowiska w korycie rzeki nizinnej na przykładzie dolnego odcinka Obry", realizowanego pod kierunkiem Pana Profesora UAM dr. hab. Zygmunta Młynarczyka w ramach Grantu KBN nr P04/1215. Należy zaznaczyć, że wykonywane w ramach wyżej wymienionego programu badania dotyczące oddziaływania procesów erozji i akumulacji na zmiany transportu rumowiska w korycie rzecznym ukazały, jak skomplikowany i trudny do odczytania jest zachowany w osadach aluwialnych proces bocznej migracji koryta rzecznego.

Bibliografia

ALLEN J.R.L., 1977, *Changeable rivers: some aspects of their mechanics and sedimentation*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

ALLEN J.R.L., 1977a, *Fizyczne procesy sedymentacji*. PWN, Warszawa.

ALLEN J.R.L., 2000, *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

ANDRZEJEWSKI L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym Vistulianie i Holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.

BABAYEAN-KOOPAEI K., ERVINE D.A., CARLING P.A., 2002, *Velocity and turbulence measurements for two overbank flow events in River Severn*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 10, 891–901.

BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*. Uniw. Warszawski, Wydz. Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.

BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., MAGNUSZEWSKI A., MIKULSKI Z., 1993, *Hydrometria*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

BALL J.W., IZBICKI J.A., 2004, *Occurrence of hexavalent chromium in ground water in the western Mojave Desert, California*. Applied Geochemistry, 19, 1123–1135.

BARTKOWSKI T., 1953, *The role of buried "dead ice" in the formation of the postglacial landscape of central Great-Poland*. Bulletin des Amis des Sciences et des Lettres de Poznań, Serie B.L. XII, 123–151.

BARTKOWSKI T., 1954, *O kemach i terasach kemowych*. Czasopismo Geograficzne, t. XXV, 76–82.

BARTKOWSKI T., 1956, *Z zagadnień geomorfologicznych okolicy Międzyrzecza*. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., t. III, PTPN, Poznań.

BARTKOWSKI T., 1957, *Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce Środkowej*. Zesz. Nauk. UAM, Geogr. 1, Poznań.

BARTKOWSKI T., 1959, *Z morfogenezy obszaru kemowego na wschód od Pszczewa*. Zesz. Nauk. UAM, Geogr. 2, Poznań.

BARTKOWSKI T., 1964, *Morfogeneza Wału Bukowieckiego (Ziemia Międzyrzecka)*. Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. IV, z. 3, Poznań.

BARTKOWSKI T., 1965, *O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej*. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., t. XV, PTPN, Poznań.

BARTKOWSKI T., 1967, *O formach marginalnych na Nizinie Wielkopolskiej*. Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 7, z. 1, Poznań.

BARTKOWSKI T., 1970, *Wielkopolska i Środkowe Nadodrze*. PWN, Warszawa.

BERTOLDI W., TURBINO M., 2005, *Bed and bank evolution of bifurcating channels*. Water Resources Research, 41, W07001.

BOGARDI J., 1974, *Sediment transport in alluvial streams*. Akademiai Kiado, Budapeszt.

BORÓWKA R.K., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocenu*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

BRAŃSKI J., 1968, *Określanie koncentracji zawiesiny bezpośrednią metodą wagową przy użyciu sączków*, Pr. PIHiM, Warszawa.

BRIERLEY G.J., HICKIN E.J., 1992, *Floodplain development based on selective preservation of sediments, Squamish River, British Columbia*, w: R. Brakenridge, J. Hagedorn (red.), *Floodplain evolution. Geomorphology*, Spec. Iss., 4(6), 381–391.

BULL L.J., 1997, *Magnitude and variation in the contribution of bank erosion to the suspended sediment load of the River Severn*, U.K. Earth Surface Processes and Landforms, 22, 1109–1123.

BYCZKOWSKI A., 1999: *Hydrologia*, t. II. Wyd. SGGW, Warszawa.

CAROLLO F.G., FERRO V., TERMINI D., 2002, *Flow velocity measurements in vegetated channels*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 7, 664–673.

CHOIŃSKI A., 1981, *Zmienność obiegu wody na Wysoczyźnie Lubuskiej w świetle analizy wybranych elementów środowiska i obliczeń bilansowych*. Wyd. Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Zielona Góra.

CHOIŃSKI A., 1988, *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

CHOIŃSKI A., KANIECKI A., KRAJNIAK J., ŻURAWSKI M., 1979, *Wody gminy Międzyrzecz*. Międzyrzeckie Towarzystwo Kultury, Poznań–Międzyrzecz.

D'AGOSTINO V., FERRO V., 2004, *Scour on alluvial bed downstream of grade-control structures*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 130, No. 1, 24–37.

DHI Water & Management, 2004, MIKE 21 River Morphology. www.dhisoftware.com/ mike21c/Download/m21c_short_2004.pdf

DOJLIDO J.R., 1980, *Instrumentalne badania wody i ścieków*. Wyd. Arkady, Warszawa.

DURY G.H., 1977, *Peak flows, low flows, and aspects of geomorphic dominance*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

DYNOWSKA J., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*. Zesz. Nauk. UJ CCXVIII, Pr. Georg., z. 28, Pr. I. G., z. 50, Kraków.

ELBANOWSKA H., ZERBE J., SIEPAK J., 1999, *Fizyczno-chemiczne badania wód*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

FAL B., 1965, *Transport rumowiska unoszonego i rozpuszczonego na środkowej Wiśle oraz próba ustalenia ogólnej masy transportu w rejonie Warszawy*. Pr. PIHM, z. 88, Warszawa.

FROEHLICH W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nowojowskiej*. Pr. Geogr. PAN nr 114, Warszawa.

FROEHLICH W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin w górskiej zlewni fliszowej*. Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 143.

FROEHLICH W., 1999, *Mechanizm i natężenie procesów erozji, transportu i sedymentacji powodziowej w świetle badań metodami klasycznymi, radioizotopowymi i magnetycznymi*, w: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

FROEHLICH W., KASZOWSKI L., STARKEL L., 1977, *Studies of present-day and past river activity in the Polish Carpathians*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

GILVEAR D., WINTERBOTTOM S., SICHINGABULA H., 2000, *Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia*. Earth Surface Processes and Landforms, 25, 421–436.

GONERA P., 1986, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym Vistulianie i Holocenie*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986, *Zarys sedymentologii*. Wyd. Geol., Warszawa.

GREGORY K.J., 1977, *The context of river channel changes*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

GREGORY S., 1976, *Metody statystyki w geografii*. PWN, Warszawa.

GRZEGORCZYK M., 1970, *Metody przedstawiania uziarnienia osadów*. Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN, Wydz. Mat.-Przyr., t. 10, z. 2.

GUTRY-KORYCKA M., 1978, *Zasilanie podziemne rzek polskich*. Przegl. Geofiz., R. XXIII(XXXI), z. 2.

GUTRY-KORYCKA M., 2001, *Geograficzne uwarunkowania ustroju rzek*. Uniw. Warszawski, Wydz. Geogr. i Stud. Reg., Warszawa.

HAEHNEL R.B., DALY S.F., 2004, *Maximum impact force of woody debris on floodplain structures*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 130, No. 2, 112-120.

HICKIN E.J., 1974, *The development of meanders in natural river-channels*. American Journal of Science, Vol. 274, 414–442.

HOOKE J.M., 1977, *The distribution and nature of changes in river channel patterns: the example of Devon*, w: River channel changes. Wiley, Chichester.

HOOKE J.M., 1995, *River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England*. Geomorphology, 14, 235–253.

HUANG H.Q., NANSON G.C., 1998, *The influence of bank strength on channel geometry: an integrated analysis of some observations*. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 865–876.

HUANG H.Q., WARNER R.F., 1995, *The multivariate controls of hydraulic geometry: a casual investigation in terms of boundary shear distribution*. Earth Surface Processes and Landforms, 20, 115–130.

HUDSON-EDWARDS K.A., MACKLIN M.G., CURTIS C.D., VAUGHAN D.J., 1998, *Chemical remobilization of contaminant metals within floodplain sediment in an incisinig river system: implications for dating and chemostratigraphy*. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 671–684.

HUGHES D.J., 1977, *Rates of erosion on meander arcs*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

JASIAK T., 2003, *Hydrogeologia doliny Odry między Wrocławiem i ujściem Nysy Łużyckiej* [pr. dokt.], Uniw. Wrocławski.

JULIEN P.Y., KLAASSEN G.J., TEN BRINKE W.B.M., WILBERS A.W.E., 2002, *Case study: Bed resistance of Rhine river during 1998 flood*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 12, 1042 -1051.

KABATA-PENDIAS A., PENDIAS H., 1979, *Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym*. Wyd. Geol., Warszawa.

KANIECKI A., 1976, *Dynamika rzeki w świetle osadów trzech wybranych odcinków Prosny*, PWN, Warszawa–Poznań.

KARVONEN T., 2003, Material transport in surface waters, http://www.water.hut.fi/wr/kurssit/Yhd-12.124/www_book/paa_e.htm

KLEIN M., 1984, *Anti-clockwise histeresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment, Yorkshire, England*. Catena, 11, 251–257.

KLEINHANS M.G., RIJN VAN L.C., 2002, *Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, Spec. Iss. 5, 412–425.

KLEINHANS M.G., TEN BRINKE W.B.M., 2001, *Accuracy of cross-channel sampled sediment transport in large sand-gravel-bed rivers*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 125, No. 4, 258–269.

KLIMEK K., ZAWILIŃSKA L., 1985, *Trace elements in alluvia of the Upper Vistula as indicators of palaeohydrology*. Earth Surface Processes and Landforms, 10: 273–280.

KNIGHTON A.D., 1977, *Short-term changes in hydraulic geometry*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., 1995, *Zmienność koncentracji i ładunku materiału rozpuszczonego i zawieszonego w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1989*. Sprawozdania PTPN, 109, cz. 1, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., STACH A., ZWOLIŃSKI Z., 1992, *Hydrochemiczna interpretacja przepływów wezbraniowych w zlewniach młodoglacjalnych*, w: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*, Uniw. Śląski, Katowice.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., STACH A., ZWOLIŃSKI Z., 1999, *Funkcjonowanie geoekosystemu dorzecza Parsęty w warunkach wezbraniowych*, w: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*. Wyd. Nauk. Bogucki, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., ZWOLIŃSKI Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*. Stow. Geomorfologów Polskich, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., STACH A., 1992, *Uwarunkowania zmienności czasowej koncentracji substancji rozpuszczonych w mikrozlewniach (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*, w: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*. Uniw. Śląski, Katowice.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1984, *Zastosowanie metody hydrometrycznej do analizy tempa denudacji chemicznej na obszarze nizinnym Pomorza Zachodniego: wstępne opracowanie metodyczne*. Spraw. PTPN, 100, Poznań, 150–158.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*. Quaestiones Geographicae, Spec. Iss., 1, 121–138.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1986a, *Znaczenie składników chemicznych pochodzenia atmosferycznego w badaniach denudacji chemicznej*. Spraw. PTPN nr 103, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1986b, *Zmiany koncentracji substancji chemicznych w profilu podłużnym górnej Parsęty*. Sprawozdania PTPN nr 103, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1988a, *Chemizm wód zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*. Sprawozdania PTPN nr 105, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1988b, *Koncentracja i ładunek materiału zawieszonego i rozpuszczonego w zlewniach cząstkowych górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*. Sprawozdania PTPN nr 105, Poznań.

KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z., 1992, *Denudacja chemiczna w zlewniach młodoglacjalnych: zlewnia górnej Parsęty, rok hydrologiczny 1987*, w: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamiczne. Wybrane problemy*, Uniw. Śląski, Katowice.

KOWALSKA A., 1960, *Paleomorfologia powierzchni podplejstoceńskiej niżowej części dorzecza Odry*. Inst. Geogr. PAN, Pr. Geogr. PAN nr 21, 7–75.

KOZARSKI S., ROTNICKI K., 1977, *Valley floors and changes of river patterns in the North Polish Plain during the Late Wurm and Holocene*. Quaestiones Geographicae 4, Uniw. im. A. Mickiewicza, Poznań.

KOZARSKI S., ROTNICKI K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holoceńskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, PWN, Warszawa.

KRYGOWSKI B., 1961, *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej – część I. Geomorfologia*, PTPN, Poznań.

LESNAU A., 2005, *Metody klasteryzacji hierarchicznej SAHN*, www.phys.uni.torun.pl/~norbert/SemMagInf/Lesnau.pdf

LEWIN J., 1977, *Channel pattern changes*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

LEWIN J., DAVIES B.E., WOLFENDEN P.J., 1977, *Interactions between channel change and historic mining sediments*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

LIS J., PASIECZNA A., 1995, *Atlas geochemiczny Polski 1 : 2 500 000*, Warszawa.

MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D., 2002, *Hydrogeochemia: strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

MACKLIN M.G., LEWIN J., 1989, *Sediment transfer and transformation of an alluvial valley floor: the River South Tyne, Northumbria, U.K.* Earth Surface Processes and Landforms, 14, 232–246.

Mappa wymierzenia należytości do Miasta Międzyrzecza w Wielkiej Polski w roku 1780 pod dyrekcyą Króla Pruskiego Jana Szulca, wymierzone od Harnisza inżeniera. Muzeum w Międzyrzeczu.

MARKOWICZ M., PULINA M., 1979, *Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglanowego*. Uniw. Śląski, Katowice.

MĄCZAK A., 1955, *Sukiennictwo w Wielkopolsce, XIV–XVII wiek*. PWN, Warszawa.

MIKULSKI Z., 1963, *Zarys hydrografii Polski*. PWN, Warszawa.

MŁYNARCZYK Z., 1986, *Inicjalna faza wypełniania zakola meandrowego Prosny koło Wieruszowa*. Spraw. PTPN nr 103, Poznań, 97–99.

MŁYNARCZYK Z., 1987, *Metoda określania erozji wgłębnej rzeki w czasie powodzi*. Spraw. PTPN nr 104, Poznań, 117–119.

MŁYNARCZYK Z., 1996, *Transport materiału piaszczystego w korycie rzeki meandrującej i krętej*. Acta Quaternaria, 1, Uniw. im. A. Mickiewicza, Poznań.

MŁYNARCZYK Z., SŁOWIK M., 2005, *Zmiany natężenia transportu materiału wleczonego w dolnym odcinku rzeki Obry w okolicach Międzyrzecza*. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Seria A – Geogr. Fizyczna, t. 56, 107–135.

MŁYNARCZYK Z., SOBCZYŃSKI T., SŁOWIK M., 2006, *Changes of chromium concentration in alluvial sediments of the Obra river valley*. Environmental Geology, DOI: 10.1007/S00254-006-0221-5 [w druku].

MOJSKI E., 1976, *Mapa geologiczna bez utworów czwartorzędowych. Arkusz Świebodzin. Mapa podstawowa nr 466 – Międzyrzecz Wlkp.*, skala 1 : 50 000. PIG, Warszawa.

MOJSKI E., 1976, *Mapa geologiczna polski. Skala 1 : 200 000. Mapa utworów powierzchniowych – mapa podstawowa*, skala 1 : 50 000. Arkusz Świebodzin. PIG, Warszawa.

MOODY J.A., GAY G.R. GAY H.H., GAY W.H., MARTINSON H.A., MEADE R.H., 1998, *Evolution of cutoffs across meander necks in Powder River, Montana, USA*. Earth Surface Processes and Landforms, 23, 651–662.

MOODY J.A., TROUTMAN B.M., 2000, *Quantitative model of the growth of floodplains by vertical accretion*. Earth Surface Processes and Landforms, 25, 115–133.

MUSIEROWICZ A., 1949, *Skład mechaniczny gleb. Metody analizy mechanicznej*. Państw. Wyd. Rolnicze i Leśne, Warszawa.

NANSON G.C., CROOKE J.C., 1992, *A genetic classification of floodplains*, w: R. Brakenridge, J. Hagedorn (red.), *Floodplain evolution*. Geomorphology, Spec. Iss., 4(6), 459–486.

NICOLAS A.P., WALLING D.E., 1997, *Modelling flood hydraulic and overbank deposition on river floodplains*. Earth Surface Processes and Landforms, 19, 59–77.

NIEN-SHENG Ch., 2002, *Exponential formula for bedload transport*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 10, 942–946.

PAGE K.J., NANSON G.C., FRAZIER P.S., 2003, *Floodplain formation and sediment stratigraphy resulting from oblique accretion on the Murrumbidgee River, Australia*. Journal of Sedimentary Research, Vol. 73, No. 1, 5–14.

PAIGE A.D., HICKIN E., 2000, *Annual bed-elevation regime in the alluvial channel of Squamish river, Southwestern British Columbia, Canada*. Earth Surface Processes and Landforms, 25, 991 –1109.

PALUCH M., 1973, *Mikrobiologia wód*. PWN, Warszawa.

PASSMORE D.G., MACKLIN M.G., 1994, *Provenance of fine-grained alluvium and late Holocene land-use change in the Tyne basin, Northern England*. Geomorphology, 9, 127–142.

PASSMORE D.G., MACKLIN M.G., 2000, *Late Holocene channel and floodplain development in a wandering gravel bed river: The River South Tyne at Lambley, Northern England.* Earth Surface Processes and Landforms, 25, 1237–1256.

PERELMAN A.J., 1971, *Geochemia krajobrazu.* PWN, Warszawa.

PICKUP G., 1977, *Simulation modelling of river channel erosion,* w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes,* Wiley, Chichester.

Pruska mapa topograficzna 1 : 25 000, arkusz Meseritz: Königliche Preussische Landes-Aufanhme 1893. Herausgegeben 1895. Biblioteka Uniw. im. A. Mickiewicza w Poznaniu.

PRZEDWOJSKI B., 1988, *Ruch wody i topografia dna koryta w zakolach rzecznych.* Roczniki AR w Poznaniu, Seria: Rozprawy Naukowe, z. 172, Poznań.

PRZEDWOJSKI B., BŁAŻEJEWSKI R., PILARCZYK K.W., 1995, *River training techniques. Fundamentals, design and applications.* A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.

PULINA M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego.* Pr. Geogr. IG PAN, 105, Wrocław.

QING CHAO GUO, YEE-CHUNG JIN, 2002, *Modeling non-uniform suspended sediment transport in alluvial rivers.* Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 9, 839–848.

REINFUSS R., 1953, *Polskie druki ludowe na płótnie.* PIW, Warszawa.

RICHARDS K.S., WOOD R., 1977, *Urbanization, water distribution and their effect on channel processes,* w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes,* Wiley, Chichester.

RICHARDSON W.R., 2002, *Simplified model for assessing meander bend migration rates.* Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 12, 1094–1098.

ROBSON A.J., NEAL C., HILL S., SMITH C.J., 1993, *Linking variations in short- and medium-term stream chemistry to rainfall inputs – some observations at Plynlimon, mid-Wales.* Journal of Hydrology, 144, 291–310.

ROTNICKA J., WOŚ D., 1986, *Ocena wielkości odpływu średniego i odpływu wielkich wód z małych, niekontrolowanych zlewni dorzecza Obry,* w: A. Kaniecki (red.), *Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach. Materiały konferencyjne.* Ogólnopolska Konferencja Hydrologiczna UAM, Poznań, 15–17 września 1986.

ROTNICKI K., MŁYNARCZYK Z., 1989, *Późnovistuliańskie i holoceńskie formy i osady korytowe środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja,* Seria Geogr. nr 43, Uniw. im. A. Mickiewicza, Poznań.

ROWNTREE K.M., DOLLAR E.S.J., 1999, *Vegetation controls on channel stability in the Bell River, Eastern Cape, South Africa.* Earth Surface Processes and Landforms, 24, 127–134.

RYAN S.E., 1998, Sampling bed-load transport in coarse-grained mountain channels using portable samplers. Proceedings, Federal Interagency Workshop "Sediment Technology for the 21st century", St. Petersburg, FL, February 17–19 1998, 1–6.

SALMINEN R., CHEKUSHIN V., TENHOLA M., BOGATYREV I., GLAVATSKIKH S.P., FEDOTOVA E., GREGORAUSKIENE V., KASHULINA G., NISKAVAARA H., POLISCHUOK A., RISSANEN K., SELENOK L., TOMILINA O., ZHDANOVA L., 2004, *Geochemical atlas of Eastern Barents region.* Elsevier, Amsterdam.

SIGGERS G.B., BATES P.D., ANDERSON M.G., WALLING D.E., HE Q., 1999, *A preliminary investigation of modeled floodplain hydraulics with estimates of overbank floodplain sedimentation derived from Pb-210 and Cs-137 measurements.* Earth Surface Processes and Landforms, 24, 211–231.

SIMON A., THOMAS R.E., CURINI A., SHIELDS JR. F.D., 2002, *Case study: Channel stability of the Missouri river, Eastern Montana.* Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, No. 10, 880 –891.

SINGH M., SHARMA M., TOBSCHALL H.J., 2005, *Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: implications from fluvial geochemistry of the Gomati river.* Applied Geochemistry, 20, 1–21.

SŁOWIAK P., 2002, *Nasilenie skutków powodzi wywołane obecnością pni i konarów drzew w korytach potoków (Pogórze Wielickie)*, w: K. Klimek, K. Kocel (red.), *Konferencja: Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji, 21–22 marca 2002*, Uniw. Śląski, Sosnowiec.

SOBISIAK W., 1968, *Wiejskie włókiennictwo w Wielkopolsce: porównawcze studium historyczno-etnograficzne*. Wydz. Historii i Nauk Społecznych, Pr. Kom. Etnograficznej PTPN, t. 1, z. 1, Poznań.

STACH A., 1994, *Charakter krążenia a jakość wód w użytkowanej rolniczo mikrozlewni na obszarze młodoglacjalnym*, w: A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Storkowo*. Bibl. Monitor. Środ., Warszawa, 149–165.

Statsoft Polska, 2004, *Statistica Help: pliki pomocy w polskiej wersji jezykowej*, www.statsoft.pl

STANKOWSKI W., 1968, *Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych*. Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 8, z. 2, Poznań.

STARKEL L., 1999, *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

STARKEL L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*. Monografie Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 2, Warszawa.

STARKEL L., PAZDUR A., PAZDUR M.F., WICIK B., WIĘCKOWSKI B., 1996, *Lake level and groundwater level changes in the Lake Gościąż area, Poland: palaeoclimatic implications*. The Holocene, 6(2), 213–224.

STOVER S.C., MONTGOMERY D.R., 2001, *Channel change and flooding, Skokomish River, Washington*. Journal of Hydrology, 243, 272–286.

TOMASZEWSKI E., 1965, *Geomorfologia i geneza doliny Obry*. Wyd. Nauk. Uniw. im. A. Mickiewicza, Poznań.

THORNES J.B., 1977a, *Channel changes in ephemeral streams: observations, problems and models*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

THORNES J.B., 1977b, *Hydraulic geometry and channel changes*, w: K.J. Gregory (red.), *River channel changes*, Wiley, Chichester.

WINNICKI J., 1977, *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski. Arkusz Świebodzin* (red. J.E. Mojski). Wyd. Geol., Warszawa.

WITCZAK S., ADAMCZYK A., 1995, *Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych*, t. II. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.

WOJCIECHOWSKI A., 2000, *Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej*. Wyd. Nauk. Uniw. im. A. Mickiewicza, Poznań.

ZWOLIŃSKI Z., 1992, *Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains*, w: R. Brakenridge, J. Hagedorn (red.), *Floodplain evolution*. Geomorphology, Spec. Iss., 4(6), 367–379.

ŻYNDA S., 1967, *Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej*. Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 8, z. 1, Poznań.

Processes forming river bed: the example of the lower course of the Obra River

Summary

The main research problem of the study was to determine the influence of erosion and accummulation processes on temporal variations of sediment transport intensity in the lower course of the Obra River near Międzyrzecz (Western Poland). In the first part of this research work, those variations were presented in reference to the past. The character of erosion and deposition mechanisms, which influenced forming of meander bends within the investigated section of the Obra River valley, was analyzed. The analysis of granulation of alluvial sediments allowed to illustrate the way of acting of those processes. The analysis was done both in reference to particular vertical profiles of alluvial sediments and geologic sections (analysis of changes of coarse sediments level situated in the bottom part of particular vertical profiles). On the basis of analyses results and spatial distribution of alluvial sediments, lithofacies of alluvial deposits were distinguished. Besides, migration phases of the Obra River bed were singled out. The analysis of concentration changes of chemical elements (Mg, K, Ca, Cu, Zn, Fe, Mn, Cr - chapter 8.1 and 8.2) in alluvial sediments should be treated as preliminary one (only the fragment of vertical profile was investigated). This study showed that there is a dependence between lithology of alluvial sediments and its chemical composition and that it was possible to distinguish chemical lithofacies referring to different types of sedimentary environment. It should be noted that chemical lithofacies refer only to the investigated fragment of vertical profile.

In the following part of the study, the influence of contemporary erosion and accummulation processes on temporal variations of intensity of bed-load, suspended and dissolved material transport was discussed. The analysis of such variations, which were studied in reference to various hydrological conditions in the Obra River bed, allowed to calculate the amount of sediment transport in period of systematic hydrological observations (1971–1991) at Międzyrzecz water-gauge. Besides, calculation of intensity of bed-load transport afforded possibility to compare changes in river bed configuration and grain-size changes of river bed sediments in various hydrological conditions.

Detailed analysis of dependence between suspended sediment concentration and discharge afforded possibility for preliminary determining the way of suspended sediment supply to the river bed. It also allowed to show temporal variations of the amount of

suspended sediment load within analyzed period (1971–1991). Besides, differences in the amount of suspended sediment load in winter and summer months were presented. It is possible that they were the effect of variations of intensity of denudation processes. Attention was also paid to temporal variations of chosen elements of dissolved material (Ca^{2+}, Cl^{-}, Na^{+}, K^{+}, PO_4^{2-}) in the Obra River bed, which were conditioned by hydrological and meteorological factors, including some of the elements into biological cycle and human activity.

The analysis of contemporary processes of erosion and deposition allows to refer the way of its acting to the past. However, such reference is limited because of human activity (changes of land use, hydro-technical works). Results of the research work, which was done in the lower course of the Obra River near Międzyrzecz (Western Poland), allowed to formulate the following conclusions:

1. At least three migration phases of the Obra River bed can be distinguished in alluvial sediments. The places where the river bed was present in the past, are marked with distinct concentrations of organic sediments.
2. Spatial variations of coarse sediments level situated in the bottom part of particular vertical profiles indicate slight tendency of the river bed to incise into glacial sediments which underlie alluvial deposits. The lack of more distinct tendency of this kind could be explained with high resistance of glacial sediments (glacial till) to water erosion. It is possible that the Obra River "reached" the glacial deposits relatively fast, due to bed erosion. That fact influenced the way of forming of the Obra River valley and its today's shape (lack of terrace levels within the valley).
3. Lithofacies of the Obra River alluvial deposits illustrate the process of point bars during particular phases of river bed migration. Such process had direct influence on forming meander bends within investigated section of the valley. The lithofacies also illustrate the occurrence of flood sediments in top parts of geologic sections.
4. Intensity of erosion and deposition processes in the river bed has a significant influence on grain-size of sediment within particular lithofacies.
5. Changes of concentration of particular chemical elements in the investigated fragment of vertical profile indicate that there is a distinct boundary between environment of organic sediments, which mark the places of former functioning of the Obra River bed, and flood deposits environment, which is represented by silts. The boundary is marked with rapid increase of Fe, Mn, Mg and Zn concentration.
6. High values of Ca/Mg coefficient indicate that concentrations of Ca are distinctly higher. This fact would suggest that chemical denudation is dominant in case of the lower course of the Obra River.
7. The dependence between lithologic features of alluvial sediments and its chemical composition is observable. It allows to distinguish particular sedimentary environments of forming alluvial deposits of the Obra River. However, the achieved results are not without disturbances caused by migration of particular chemical components in groundwater environment.
8. The analysis of changes of chromium concentration showed that this chemical element migrates vertically to organic sediments, which are situated in the mid-

dle and bottom part of investigated vertical profile. For that reason, chromium can not be used to estimate relative age of floodplain sediments (Młynarczyk, Sobczyński, Słowik, 2006).

9. On the basis of comparison of the amount of bed-load (maximum annual amount over 170 t) suspended load (maximum annual amount over 8000 t) and dissolved material load (maximum annual amount 100 000 t) it can be assumed that processes of chemical denudation are dominant in the lower course of the Obra River. Similar conclusions were formed in reference to postglacial river basins in Northern Poland (Zwoliński, 1989; Kostrzewski, Zwoliński, 1990, 1992). It should be noted that calculated amounts of sediment load are not without errors which result from the lack of discharge data at Międzyrzecz water-gauge. Therefore, the achieved results should be treated very generally.
10. During the period of high water stages, coarse sediments (mean diameter: -2,0 phi) are exposed in the current zone. Such material originates from glacial till washout and can not be transported in hydrologic conditions observed in the Obra River bed (Młynarczyk, Słowik, 2005).
11. Analysis of particular cross-section profiles confirmed results of earlier studies (Knighton, 1977; Dury, 1977) that significant changes of river bed configuration can occur in short time periods and without the presence of any extreme flood events.
12. Analysis of dependence between mean suspended sediment concentration and discharge allowed to initially determine the way of sediment supply to the Obra River bed. In cross-sections 1, 2 and 3 suspended sediment originated from high riverbanks. The exposure of glacial and fluvioglacial sediments in high concave bank in the vicinity of cross-section 1 was the place where sediment supply to the river bed was particularly easy. Besides, traces of landslides were visible near cross-section 3. This fact would suggest that contemporary processes of lateral erosion are active and further river bed migration is possible.
13. More intensive suspended sediment and dissolved material transport was noted during winter months (November–April), which could be the result of intensive surface discharge processes, lack of vegetation cover and hydro-meteorological conditions in winter period.
14. Observed dependences between discharge and concentrations of chosen elements of dissolved material can be the result of lithologic features of the Obra River basin, dilution of river water during high water stages, delivery of pollution to the river bed and changes of meteorological conditions.

Research presented in this dissertation is a part of research program "Intensity of bed-load transport in lowland river bed: the example of the lower course of the Obra River" supervised by Adam Mickiewicz University Professor Zygmunt Młynarczyk. The research program was supported by State Committee for Scientific Research grant no P04/1215.

INFORMACJA O SPRZEDAŻY WYDAWNICTW
UNIWERSYTETU IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

Sprzedaż wszystkich publikacji Wydawnictwa Naukowego UAM prowadzą księgarnie naukowe na terenie całego kraju (w Poznaniu: Księgarnia Uniwersytecka, ul. Zwierzyniecka 7). W razie braku w tych księgarniach poszukiwanych tytułów można skierować zamówienie bezpośrednio do Wydawnictwa (61-734 Poznań, ul. Nowowiejskiego 55, tel. 061 829 39 79, fax 061 829 39 80) - pisemnie lub pocztą elektroniczną: e-mail: press@amu.edu.pl Pełna oferta Wydawnictwa oraz e-księgarnia:

http://press.amu.edu.pl

INFORMATION ON THE SALE OF
ADAM MICKIEWICZ UNIVERSITY PRESS PUBLICATIONS

All Adam Mickiewicz University Press publications are available in scientific publications bookshops all over Poland. In Poznań they are sold by the University Bookshop (Księgarnia Uniwersytecka, 60-813 Poznań, ul. Zwierzyniecka 7, tel. +48 61 847 02 81).

Foreign customers can contact directly Adam Mickiewicz University Press (61-734 Poznań, ul. Nowowiejskiego 55, tel. +48 61 829 39 79, fax +48 61 829 39 80). Our e-mail address: press@amu.edu.pl They can obtain information on other kinds of transactions and editorial cooperation with Adam Mickiewicz University. Full list of our publications and an e-bookshop at:

http://press.amu.edu.pl

ISBN 978-83-232179-3-0
ISSN 0239-7560